

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales

Universidad Nacional de San Juan

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

Centro de Investigaciones de la Geósfera y la Biósfera

Tesis Doctoral en Ciencias Geológicas



“DEFORMACIÓN ANDINA EN EL EXTREMO NORTE DE LA SIERRA DE
VALLE FÉRTIL: UN ESTUDIO INTEGRADO BASADO EN
TERMOCRONOLOGÍA Y GEOFÍSICA”

GUSTAVO FEDERICO ORTIZ

Directora: Dra. Patricia M. Alvarado (*Grupo Sismotectónica –CIGEOBIO-UNSJ, San Juan, Argentina*)

Co-Directora: Dra. Julie C. Fosdick (*University of Connecticut, EEUU*)

San Juan, 2018

Resumen

En este trabajo de tesis doctoral se utilizan datos geológicos y geofísicos para caracterizar y determinar cuantitativamente la deformación acaecida en la sierra de Valle Fértil durante la tectónica andina. Este cordón serrano es una de las expresiones de las Sierras Pampeanas Occidentales en la provincia de San Juan. El sistema Valle Fértil-La Huerta se compone principalmente de rocas ígneas y metamórficas ordovícicas, perteneciente al arco magmático famatiniano. Sus extremos norte y sur exhiben rocas sedimentarias mesozoicas, las cuales se depositaron en las cuencas de Ischigualasto-Villa Unión y Marayes, respectivamente. Los análisis termocronológicos de muestras de rocas realizados utilizando el método de (U-Th-Sm)/He y trazas de fisión en los laboratorios de la Universidad de Arizona, Estados Unidos, ambos en cristales de apatita, sobre transectas orientadas en sentido oeste-este y en sitios localizados entre ambas transectas revelaron que la orogenia andina exhumó más de 3 km de rocas en los extremos norte (30° S) y sur ($31,5^{\circ}$ S) de la sierra de Valle Fértil, hacia los ~ 5 -8 Ma y con tasas de exhumación de $\sim 0,4$ a $0,6$ mm/año. Mientras que en la parte central ($30,8^{\circ}$ S), edades termocronológicas parcialmente reseteadas, revelaron que la exhumación de rocas fue menor que 3 km, hacia los ~ 10 -14 Ma y a tasas de $\sim 0,3$ mm/año. A partir de la información correspondiente a los primeros 44 mecanismos focales determinados para la sismicidad cortical moderna en la zona de la sierra de Valle Fértil, se observa que la misma se distribuye entre 15 km y 36 km de profundidad mostrando soluciones de fallamiento de tipo inverso preferencialmente. La falla Valle Fértil es la principal estructura que exhuma este sistema serrano y en profundidad puede conectarse con un nivel de despegue ubicado en la corteza media-inferior, entre 25 y 30 km de profundidad, aproximadamente. Además, evidencias neotectónicas observadas hacia el oeste de la falla Valle Fértil también puede ser correlacionadas con el movimiento inverso de esta estructura a 30° S y a la altura de Marayes (San Juan) después del terremoto M_w 7,5 de 1977. La información termocronológica, geológica de superficie y geofísica consistente en análisis de líneas de reflexión sísmica de YPF y datos de sismicidad fue integrada y analizada conjuntamente utilizando el software MOVETM. Así fue posible generar un modelo de deformación 3D para este bloque pampeano durante la orogenia andina. Este modelo permite visualizar que la deformación andina no es exclusiva a la falla Valle Fértil, que bordea el flanco occidental de la sierra, sino que también abarca a otras estructuras aledañas situadas al este de la sierra de Valle Fértil, como las fallas El Alto y Portezuelos con sismicidad actual que puede asociarse a las mismas. La corteza

inferior es asísmica y éste comportamiento más dúctil se correlaciona con una zona de eclogitización parcial observado también en otras zonas del terreno Cuyania. Las características que presentan la falla de Valle Fértil y otras estructuras aledañas estudiadas en esta tesis doctoral muestran claramente que estas fallas son activas hasta profundidades de corteza media a inferior, se correlacionan con un modelo de acortamiento de deformación de piel gruesa por encima del segmento de subducción horizontal pampeano representando una zona de elevada peligrosidad sísmica para las provincias de San Juan y La Rioja.

Abstract

In this doctoral thesis work, geological and geophysical data are used to characterize and quantitative determine the deformation occurring in the sierra Valle Fértil during the Andean tectonics. This mountain range is one of the Western Sierras Pampeanas outcrops, in the province of San Juan. The Valle Fértil-La Huerta mountain system is mainly composed by igneous and metamorphic Ordovician rocks, belonging to the magmatic Famatinian arc. Its northern and southern ends exhibit sedimentary early Triassic rocks, which were deposited in the Ischigualasto-Villa Union and Marayes basins, respectively. Thermochronological analyzes using the (U-Th-Sm)/He and fission tracks methods carried out in the University of Arizona, both in apatite crystals, along transects of west-east trends and in other locations in between have revealed that the andean orogeny exhumed more than 3 km of rocks at their northern (30° S) and southern ($31,5^{\circ}$ S) ends of the sierra Valle Fértil, around $\sim 5-8$ Ma with exhumation rates of $\sim 0,4$ a $0,6$ mm/year. The central part of the sierra de Valle Fértil ($30,8^{\circ}$ S), shows partially resealed thermochronological ages, with exhumation of rocks of less than 3 km, around $\sim 10-14$ Ma, with exhumation rates of $\sim 0,3$ mm/year. Using information from first focal mechanism determinations of modern crustal seismicity in the sierra de Valle Fértil, it is possible to observe that seismic activity occurs between 15 km and 36 km depths showing focal mechanisms of reverse faulting solutions mainly. Knowing from previous geophysical studies that the crustal thickness in the sierra Valle Fértil region is of about 47 km, it is possible to note the presence of a detachment zone at 25-30 km depths, approximately. In addition, neotectonic evidence to the west of the Valle Fértil lineament, agrees well with its reverse motion at 30° S and at the latitude of Marayes locality (San Juan) during the 1977 M_w 7.5 earthquake. Thermochronological, surface geological data, and geophysical information consisting in seismic reflection YPF lines and crustal seismicity were integrated and jointly analyzed using MOVETM software. Thus, a 3D model was developed for the sierra Valle Fértil Pampean block during the Andean orogeny. It shows that the Andean deformation is not only concentrated in the Valle Fértil fault, which bounds the western flank of the sierra Valle Fértil, but also involves other neighboring structures located to the east of the sierra de Valle Fértil, such as the El Alto and Portezuelos faults with seismicity associated to them. The lower crust is aseismic and this more ductile behavior correlates with a region of partial eclogitization, which has also been observed in other zones of the Cuyania terrane. All features studied in this thesis work for the sierra Valle Fértil fault

and other neighboring structures clearly indicate that these faults are active up to levels of middle to lower crustal depths, and correlate with a model of contraction involving thick-skinned deformation above the horizontal subduction Pampean segment. This represents a zone of high seismic hazard for the San Juan and La Rioja provinces.

Índice

Agradecimientos	1
Capítulo 1. Introducción	2
1.1 Objetivos	5
1.2 Ubicación de la zona de estudio	6
Capítulo 2. Metodología	9
2.1 Termocronología de baja temperatura.....	9
2.1.1 Fundamentos del método (U-Th-Sm)/He en apatita	12
2.1.2 Fundamentos del método de traza de fisión en apatita.....	14
2.1.3 Preparación y análisis de las muestras	17
2.1.4 Modelado de datos de termocronología	23
2.2 Información geofísica.....	25
2.2.1 Datos de sismos para la sierra de Valle Fértil	25
2.2.2 Datos de líneas sísmicas de reflexión para la cuenca de Bermejo	32
Capítulo 3. Marco geotectónico	35
3.1 Tectónica pre-andina.....	35
3.2 Tectónica andina en el segmento de subducción horizontal pampeano (~30° S).....	44
3.3 Marco geofísico.....	49
Capítulo 4. Patrones de exhumación y deformación activa en la sierra de Valle Fértil.....	59
4.1 Estrategia en la recolección de muestras termocronológicas	60
4.2 Análisis para la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.....	66
4.3 Análisis para la sierra de Valle Fértil.....	69
4.3.1 Edades AHe y AFT obtenidas.....	71
4.3.2 Análisis de las edades AHe y AFT.....	73
4.3.3 Modelado de las edades AHe y AFT	81
4.4 Análisis conjunto de resultados termocronológicos y evidencias neotectónicas en la región	85
4.5 Conclusiones	90
Capítulo 5. Modelo de deformación para la sierra de Valle Fértil.....	95
5.1 Interpretación de líneas de reflexión sísmica para el valle de Bermejo	96
5.2 Datos sismológicos para la región de la sierra de Valle Fértil	104
5.2.1 Sismicidad local, mecanismos focales y estructura de velocidades sísmicas	104

5.2.2. Uso de datos sísmológicos en MOVE™	108
5.3 Modelo 3D integrado a escala cortical para la sierra de Valle Fértil y regiones aledañas	112
5.4 Conclusiones	114
Capítulo 6. Conclusiones finales.....	116
Bibliografía	120
Anexos	133
TABLA A-1.....	134
TABLA A-2.....	138

Agradecimientos

A mi compañera de vida y militancia. Gracias Mariana por tu comprensión y apoyo incondicional. Gracias por compartir esas ganas de superación día a día conmigo y por acompañarme en este camino. En la calle codo a codo, somos mucho más que dos.

A mi directora y amiga, Dra. Patricia Alvarado. Muchas gracias por todo tu esfuerzo, compromiso y dedicación para que mi doctorado sea posible. Gracias de corazón.

A mi familia, por el gran apoyo emocional en cada paso que doy. Gracias por estar siempre a cada momento. Gracias mamá y hermanos (Adriana, Caro y Pablo).

A mi co-directora, Dra. Julie Fosdick, por la dedicación en la enseñanza de una técnica totalmente nueva para mí. Gracias además a quienes hicieron posible que mis estadías en Estados Unidos fueran de lo más placenteras, Dras. Barbara Carrapa y Andrea Stevens Goddard.

Al Grupo de Sismotectónica, por las largas horas que compartimos juntos en la oficina, formándonos y acompañándonos en cada instancia, Mauro, Agos, Fer, Anita, Marcos, Pao y Sofía.

A los miembros del jurado examinador, Dres. Victor Ramos, Eber Cristofolini y José Mescua, porque sus grandes aportes y sugerencias ayudaron a mejorar este escrito.

Quisiera agradecer también a las siguientes entidades que me ayudaron con el financiamiento necesario para poder llevar a cabo mis investigaciones e instarlos a que sigan apoyando la vocación científica y tecnológica en Argentina: Secretaría de Estado de Ciencia, Tecnología e Innovación de la Provincia de San Juan (SECITI), Programa Bec.ar – Fulbright (durante la presidencia de Cristina F. de Kirchner).

Agradezco a la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales por otorgarme un lugar físico donde llevar a cabo mi carrera doctoral, al departamento de Posgrado por la gestión y el compromiso durante mi doctorado y a los departamentos de Geofísica-Astronomía y Geología por la ayuda de materiales brindados para llevar a cabo las tareas de campo.

Capítulo 1. Introducción

Este trabajo de tesis doctoral presenta un estudio de la deformación ocurrida durante la orogenia Andina para la sierra de Valle Fértil con especial énfasis en su sector norte. Dicho cordón serrano comprende una de las expresiones más occidentales de las Sierras Pampeanas en Argentina (González Bonorino, 1950). La sierra de Valle Fértil presenta una forma elongada en dirección NO-SE por más de 180 km con un relieve más abrupto en su flanco occidental que hacia el este, y está compuesta principalmente por rocas ígneas y metamórficas de edad ordovícica. En sus terminaciones norte y sur afloran espesas secuencias paleo-mesozoicas. Su borde occidental se encuentra afectado por la falla Valle Fértil, estructura que pone en contacto rocas del basamento, al este, con sedimentos neógenos del valle de Bermejo, al oeste. Sin embargo se destaca la difícil visualización directa de esta falla en superficie, quizás debido al dificultoso acceso de la misma o porque es una falla ciega que no tiene expresión en la superficie terrestre; tal vez sea éste el motivo por el cual la literatura consultada menciona a esta estructura como lineamiento. No obstante, se infirió el carácter de falla inversa, que levantaría la sierra homónima, en base a estudios que incorporan observaciones geofísicas bien localizados y con resoluciones para profundidades mayores, (ej., Snyder et al., 1990; Zapata y Allmendinger, 1996), como también otras comparaciones para diferentes sectores de las Sierras Pampeanas (Ramos, 1994). Para este bloque pampeano se han integrado datos termocronológicos, geológicos de superficie y geofísicos para el desarrollo de un modelo que identifique y caracterice el estilo de deformación durante la orogenia Andina.

A partir de un estudio de termocronología de baja temperatura se proponen patrones de exhumación de dicho bloque serrano. Se utiliza información de la estructura cortical, datos sismológicos locales a pequeña y gran escala, como son líneas sísmicas de la industria petrolera y determinaciones de espesores de corteza y discontinuidades intracorticales determinadas con funciones del receptor sismológicas y modelos tomográficos 1D, respectivamente. Además se hace uso de sismicidad, mecanismos focales y observaciones geológicas estructurales, integrando este conjunto de datos en una plataforma común proporcionada por el software MOVETM bajo licencia, obteniendo como resultado un modelo estructural tridimensional.

Es importante considerar que la deformación del retroarco andino durante el Cenozoico está caracterizada por presentar patrones regionales espacio-temporales de acortamientos complejos (ej. Ramos et al., 2002), como así también de engrosamiento de la corteza continental (Introcaso et al., 1992; Alvarado et al., 2009). Esto ha sido interpretado como el resultado de la interacción entre la geometría disímil en sentido norte-sur de la subducción de la placa de Nazca bajo Sudamérica (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan et al., 1983), la velocidad de acortamiento cortical (Brooks et al., 2003) y la reactivación de estructuras pre-existentes y fábrica del basamento (Coward, 1983; Ramos, 1994; Alvarado et al., 2009). A escala global, los sistemas convergentes que se observan en varias partes del mundo están representados por cadenas montañosas significativas tanto antiguas como modernas (DeCelles et al., 2009). Sin embargo, los modelos de deformación continental propuestos en zonas de subducción (Coney y Reynolds, 1977; Farías et al., 2010; Armijo et al., 2010) no explican suficientemente la diversidad y magnitud de las estructuras en el retroarco y en particular el proceso de formación de sus montañas relacionado a levantamientos de grandes bloques de basamento. Esta es la principal motivación de este trabajo en cuanto a la necesidad de cuantificar y comprender el desarrollo de los cinturones orogénicos.

La zona bajo estudio se encuentra en el ámbito de las Sierras Pampeanas en la provincia de San Juan, Argentina. Su levantamiento ha sido relacionado con la migración y expansión de la actividad magmática del arco andino hacia el antepaís (Barazangi e Isacks, 1976; Jordan et al., 1983; Kay y Mpodozis, 2002) (Fig. 1). Este desplazamiento de la actividad magmática hacia el este ha quedado registrado como centros volcánicos cenozoicos emplazados en diferentes unidades morfoestructurales dentro de la zona de subducción horizontal de la placa de Nazca. Ejemplos de estos centros volcánicos se encuentran en Precordillera, con expresiones como el complejo subvolcánico de Cerro Blanco, con edad de 6,4 Ma; y en las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis, como los complejos de Pocho y El Morro, con edades de 4 y 1,9 Ma, respectivamente (Ramos et al., 2002). El debilitamiento térmico de la corteza, provocado por la migración hacia el este del arco magmático, habría elevado la superficie frágil-dúctil (nivel de despegue más profundo) produciéndose así el levantamiento del basamento (tectónica de piel gruesa) de las Sierras Pampeanas (Costa y Vita-Finzi, 1996). Así, el debilitamiento térmico parecería ser uno de los mecanismos de importancia que producen levantamiento. Otro factor de importancia se relaciona con el acoplamiento entre las placas continental y oceánica, el cual se ve incrementado por la posición horizontal de la losa subducida. Esto proporcionaría mayor fricción y, consecuentemente deformación con

incremento de la actividad sísmica continental y preponderancia de sistemas de fallamiento inverso y levantamiento de las Sierras Pampeanas (Martino, 1988; Ramos et. al., 2002; Alvarado et al., 2009).

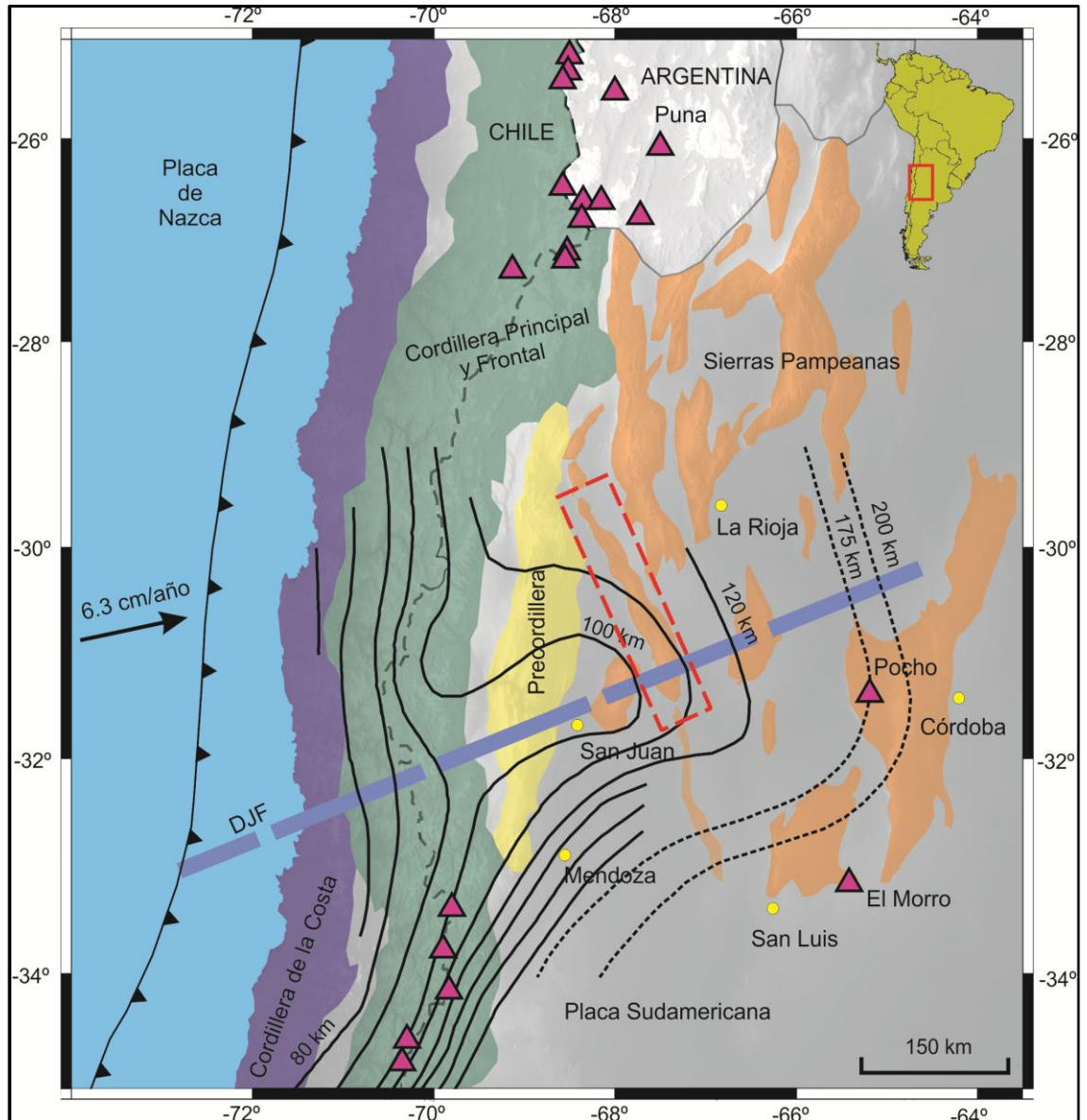


Figura 1.1. Unidades morfoestructurales en la región centro-oeste de Sudamérica. Los contornos denotan la zona de Wadati-Benioff con números que representan la profundidad a la placa de Nazca (Cahill e Isacks, 1992 en línea entrecortada; Anderson et al., 2007 en línea sólida). Los triángulos corresponden a los centros volcánicos cenozoicos (Kay y Mpodozis, 2002). La línea entrecortada azul se corresponde con la proyección de la dorsal asísmica de Juan Fernández (DJF) bajo Sudamérica. La línea entrecortada gris se corresponde con el límite internacional. También se muestra la velocidad de convergencia entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana (Brooks et al., 2003). El área encerrada por el rectángulo rojo corresponde a la región de estudio.

Para la región de las Sierras Pampeanas se han mencionado varias hipótesis sobre el rol de la tectónica andina en el estilo de la deformación de las mismas. Los trabajos de Carignano et al. (1999) y Rabassa et al. (2010) proponen que gran parte de la región de Sierras Pampeanas presentarían “superficies gondwánicas”; las mismas, se describen como superficies de erosión que se mantuvieron exhumadas aproximadamente desde el Carbonífero. Los estudios citados indicarían que estas superficies nunca fueron cubiertas por sedimentos luego de haberse formado, por lo que mostrarían relictos de paisajes antiguos. Algunos de los datos que sustentan esta hipótesis se corresponden con observaciones de grandes espesores de suelos, asociados a la erosión de estas superficies por un tiempo prolongado.

Por otra parte, los estudios termocronológicos pioneros de Jordan et al. (1989) y Coughlin et al. (1998), hicieron uso de trazas de fisión en apatitas, edades Ar/Ar en feldespatos potásicos y edades K/Ar en micas para la región de las Sierras Pampeanas, intentando determinar si habría alguna relación entre la tectónica andina y la exhumación de los bloques pampeanos. Sus resultados indicarían que la corteza se enfrió muy lentamente desde fines del Paleozoico, sugiriendo una erosión lenta para la región entre el Paleozoico y el Neógeno. Sin embargo, este ritmo cambiaría debido a la horizontalización de la placa de Nazca en subducción bajo Sudamérica, lo que se relacionaría directamente con el levantamiento de los bloques pampeanos. Cabe destacar que el método de termocronología de baja temperatura ha mostrado mejoras sustanciales en las últimas décadas; así, mayor cantidad de estudios han sido realizados en el ámbito de las Sierras Pampeanas y Precordillera, aunque de carácter regional entre los que merecen citarse Carrapa et al. (2005), Bense et al. (2013), Löbens et al. (2013), Levina et al. (2014), Fosdick et al. (2015). Sin embargo, la existencia de determinaciones para el sector de las Sierras Pampeanas en la provincia de San Juan es relativamente escaso y por ello ha sido uno de los principales motivos de esta tesis doctoral.

1.1 Objetivos

El objetivo principal de esta tesis doctoral consiste en la caracterización de los patrones espacio-temporales de la exhumación y deformación de la sierra de Valle Fértil (Sierras Pampeanas Occidentales) durante la orogenia andina. Para ello se obtuvieron datos de termocronología y observaciones geofísicas que comprenden imágenes de función sísmológica del receptor, sismicidad y mecanismos focales. El análisis de termocronómetros de baja temperatura es utilizado en esta tesis para obtener una imagen de la historia térmica

de los corrimientos, la exhumación regional y la deformación inferida. La combinación con información geofísica permite validar modelos locales de corteza basados en observaciones sismológicas para la sierra de Valle Fértil. Así por ejemplo, determinaciones de funciones sismológicas del receptor proveen detalles del espesor de la corteza, conteniendo posibles discontinuidades intracorticales que pueden atribuirse a zonas de despegue de fallas (*decolléments*) o cambios litológicos o en el comportamiento de ciertos niveles de corteza en profundidad. Es indispensable integrar evidencias de la deformación sísmica moderna tales como hipocentros de sismos corticales locales y mecanismos focales obtenidos recientemente que sirven de referencia de niveles de transición frágil-dúctil y tipo de deformación.

Los objetivos específicos de este trabajo de tesis doctoral son:

1. Profundizar incorporando nuevas determinaciones en el conocimiento sobre la exhumación de los bloques de basamento en este sector de las Sierras Pampeanas.
2. Evaluar los procesos que controlaron localmente la deformación y el levantamiento cenozoico, teniendo en cuenta la influencia de la herencia geológica pre-andina.
3. Generar un modelo evolutivo cenozoico para la zona de estudio y su relación con la horizontalización de la placa de Nazca bajo Sudamérica.
4. Obtener un patrón de la deformación actual espacialmente y en profundidad para la sierra de Valle Fértil.

1.2 Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio se localiza inmediatamente al este de la Precordillera sanjuanina y de la sierra de Pie de Palo (Figs. 1.1 y 1.2). El cordón serrano Valle Fértil-La Huerta se ubica entero en la provincia de San Juan, extendiéndose por más de 180 km en sentido NO-SE y sirviendo de límite geográfico para los departamentos de Valle Fértil, Jáchal y Caucete (Fig. 1.2). La cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, ubicada al norte de la sierra de Valle Fértil, se comparte entre las provincias de San Juan y La Rioja. Cabe destacar que el sistema serrano Valle Fértil-La Huerta pertenece a la provincia geológica de Sierras Pampeanas. Posee una elevación media de 2.100 m, con elevaciones que superan los 2.700 m en la sierra de La Huerta, mientras que en la sierra de Valle Fértil se observan elevaciones máximas que alcanzan los 2.295 m. La sierra de Valle Fértil-La Huerta dista aproximadamente unos 220 km de la ciudad capital de San Juan en dirección noreste y 50 km de la ciudad de San José de Jáchal en dirección este.

El acceso a la zona de estudio se puede realizar viajando hacia el norte desde la Ciudad de San Juan a través de la ruta nacional N° 40, hasta la localidad de Huaco, en el departamento de Jáchal. En esta localidad se empalma con la ruta nacional N° 150 y se debe continuar hacia el este. En un principio se tuvo acceso a esta ruta pidiendo los permisos pertinentes a Vialidad Nacional, debido a que la misma se encontraba en construcción y estuvo disponible para transitar posterior al año 2015. Otro camino alternativo es aquél que puede tomarse por el sur de la sierra, partiendo de la ciudad de San Juan por ruta nacional N° 20 hacia el este, hasta la localidad de Bermejo, donde se empalma con la ruta provincial N° 141, siguiendo hasta Marayes. A partir de allí, hay que continuar por ruta provincial N° 510 en dirección al norte.

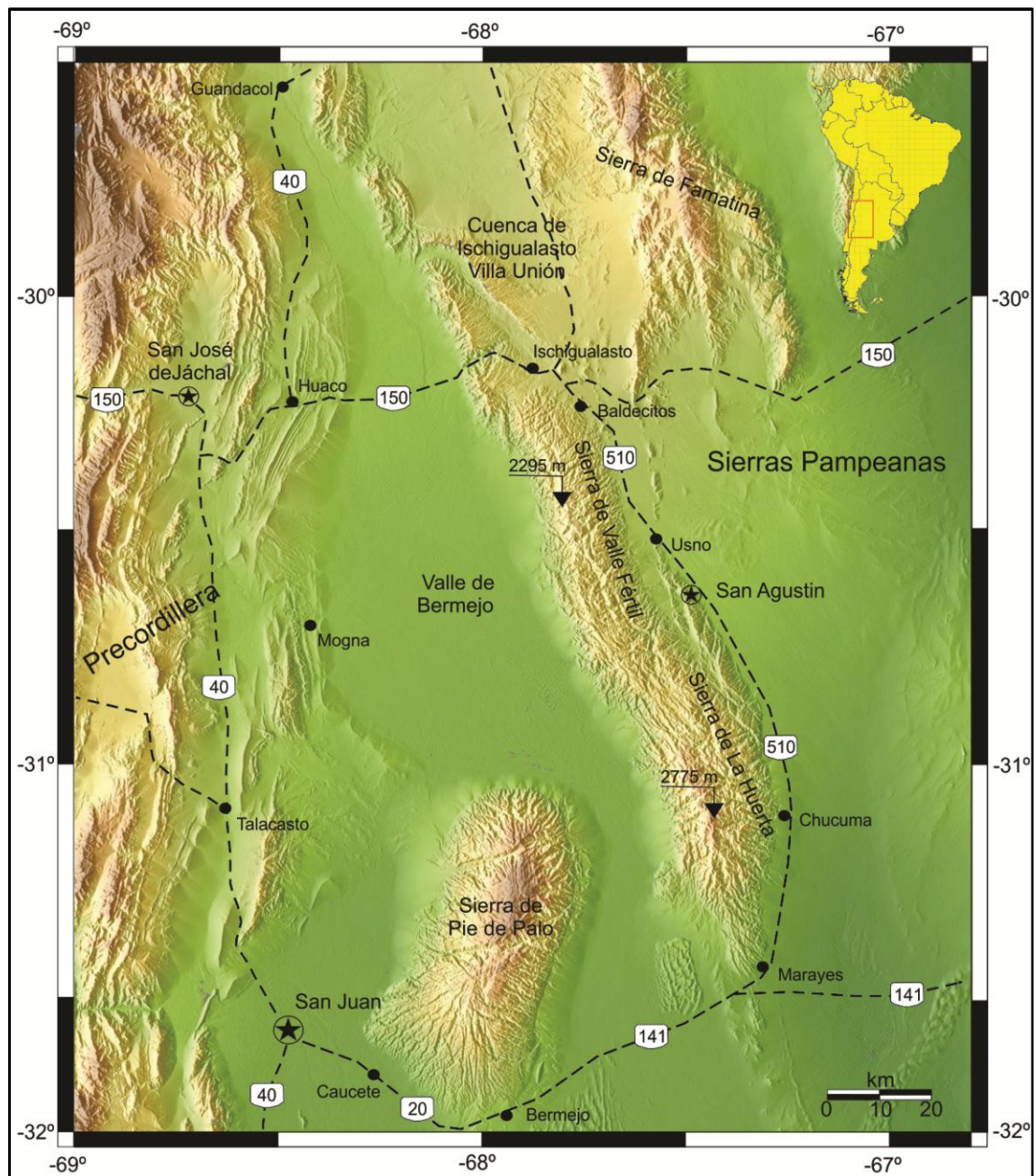


Figura 1.2. Ubicación de la zona de estudio y accesos. Las rutas nacionales y provinciales se indican por líneas de trazos.

Capítulo 2. Metodología

2.1 Termocronología de baja temperatura

La técnica de la termocronología, como su nombre lo indica, se relaciona con el estudio de la historia térmica de las rocas. Básicamente, este método se basa en la interrelación entre la acumulación de productos de decaimiento radioactivo de ciertos elementos químicos presentes en la roca y la extracción/eliminación de esos mismos productos por la acción de las variaciones en la temperatura. Cabe destacar que los productos de decaimiento radioactivo pueden ser isótopos hijos o algún tipo de daño estructural en el reticulado mineral. Por lo tanto, en su aplicación, la datación termocronológica estaría representando un momento dado en el que un mineral/roca pasa por una cierta temperatura, o un rango de temperaturas específicos (Dodson, 1973).

Debido a la existencia de un gradiente geotérmico, la temperatura aumenta con la profundidad en la corteza terrestre. El valor promedio de este gradiente es de 25-30 °C por km de profundidad. La información de temperatura puede ser entonces representada por datos de termocronología debido a que contienen un registro de la profundidad bajo la superficie a la cual cierta roca residió a esa temperatura para un determinado tiempo (2.1).

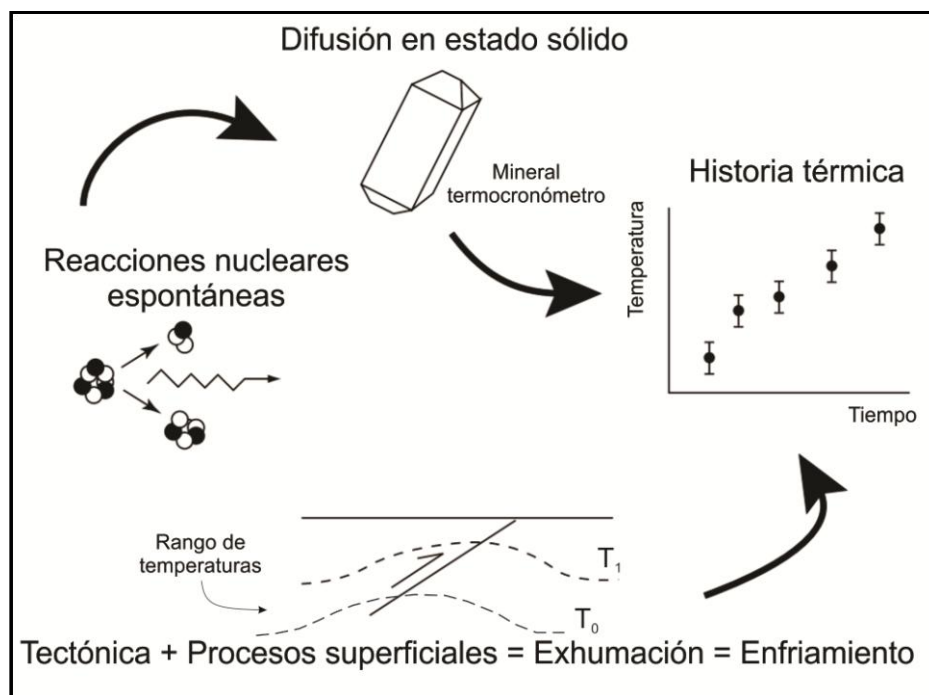


Figura 2.1. Pasos esquemáticos en la relación entre edades de termocronología e historia estructural (modificado de Braun et al., 2006).

Sin embargo, la relación no lineal entre los movimientos verticales de masas rocosas, su historia térmica y la acumulación de productos de decaimiento radioactivo dependen de muchos otros parámetros. Es por este motivo que la técnica de la termocronología se considera una herramienta relativamente “nueva”, que está en constante evolución para aislar su conexión con la temperatura aprovechando nuevos desarrollos tecnológicos, modelos teóricos cada vez más precisos, determinaciones previas que pueden tomarse en cuenta para marco de comparación expandiendo así su rango de aplicaciones dentro de las ciencias geológicas. Muchas veces la técnica de la termocronología puede confundirse con la de la geocronología. La termocronología se distingue por su habilidad de resolver aspectos térmicos y temporales de un proceso geológico cercano a la superficie terrestre, como ser la erosión, exhumación tectónica, entre otros; por otra parte, la geocronología que ha sido más desarrollada se utiliza exclusivamente para determinar el tiempo de formación del mineral/roca en cuestión ya sea circón, hornblenda, etcétera o varios de ellos si se encuentran presentes en forma simultánea (Braun et al., 2006; Reiners et al., 2004).

Los sistemas de minerales utilizados para estudios de termocronología se denominan *termocronómetros*. Éstos, poseen diferentes *temperaturas de cierre*, es decir la temperatura a la cual un mineral, retiene y acumula el producto de los elementos radiactivos dentro de su red cristalina (Fig. 2.2). En realidad, esta temperatura de cierre no es una temperatura definida, sino un rango de temperaturas, el cual recibe el nombre de *zona de retención parcial*. Este último término se refiere a que, mientras la muestra reside en esa zona, los productos del decaimiento radioactivo son acumulados a una tasa mayor a la que son eliminados y por lo tanto se acumulan parcialmente.

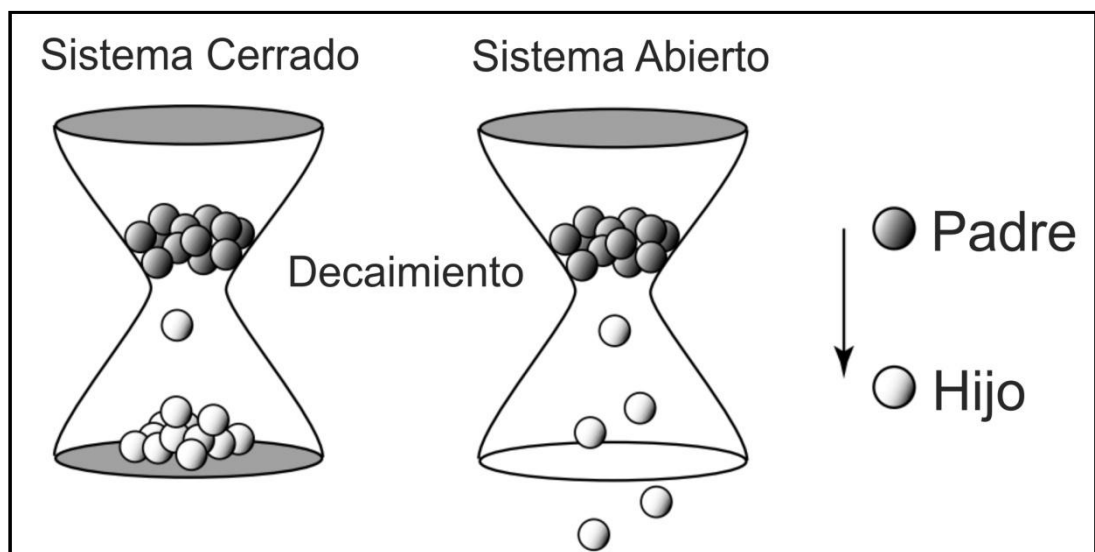


Figura 2.2. Esquema que exhibe lo que pasa dentro de un mineral, asemejado a un reloj de arena que retiene y libera los productos radiogénicos mostrando átomos padres e hijos por acción de la temperatura.

En este trabajo se utiliza *termocronología de baja temperatura* utilizada, es decir aquella que posee termocronómetros con baja temperatura de cierre entre $\sim 70^\circ\text{C}$ y $\sim 120^\circ\text{C}$. En otros casos en que la temperatura de cierre de los termocronómetros sea mayor a 120°C se utiliza el término *termocronología de alta temperatura*. En la actualidad los termocronómetros más usados son $\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39}$ en micas y anfíboles (McDougally Harrison, 1999; Kelley, 2002) y en feldespatos potásicos (Harrison et al., 2005), trazas de fisión en apatita (Donelick et al., 2005) y en circón (Tagami et al., 2005) y, $(\text{U-Th})/\text{He}$ en apatita (Farley, 2002) y en circón (Reiners, 2004; véase Fig. 2.3).

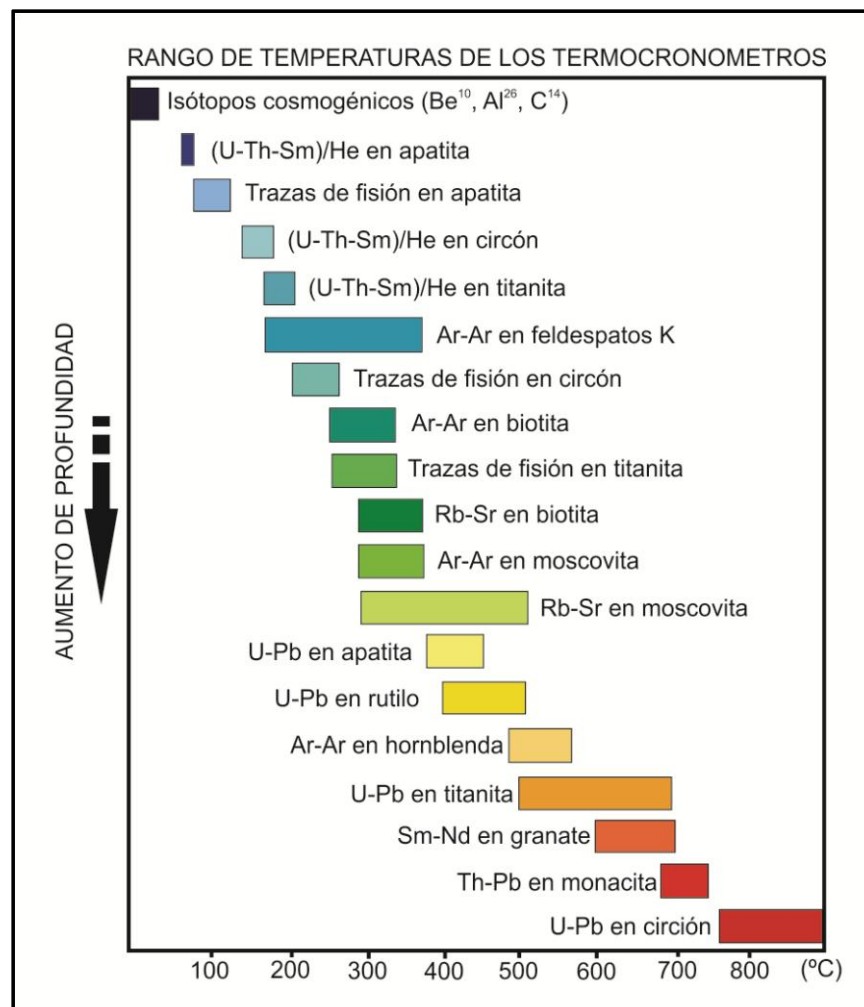


Figura 2.3. Múltiples termocronómetros con sus rangos de aplicaciones según la temperatura y profundidad (modificado de Peyton y Carrapa, 2013 mostrando datos de P. Fitzgerald, S. Baldwin, G. Gehrels, P. Reiners y M. Ducea).

A continuación se expone sobre las técnicas utilizadas en esta tesis doctoral, correspondientes a (U-Th)/He en apatita (AHe) y trazas de fisión en apatitas (AFT).

2.1.1 Fundamentos del método (U-Th-Sm)/He en apatita

El método de (U-Th-Sm)/He se basa en la acumulación del isótopo He^4 , producido durante el decaimiento radiactivo de los isótopos padres U^{238} , U^{235} , Th^{232} y Sm^{147} en los cristales de apatita (Zeitler et al., 1987; Wolf et al., 1996; Farley, 2002). El isótopo gaseoso He^4 es altamente móvil a temperaturas por encima de $\sim 80^\circ\text{C}$ y, debido a su movilidad, se escapa de la estructura cristalina a través de difusión. Sin embargo, a temperaturas por debajo de $\sim 55^\circ\text{C}$, la apatita comienza a retener el isótopo hijo He^4 y a acumularlo consecuentemente en la estructura cristalina durante la exhumación de rocas hacia la superficie terrestre (Farley, 2002). A este rango de temperaturas, donde el isótopo He^4 es retenido parcialmente, se lo conoce como zona de retención parcial (*partial retention zone*; PRZ) (Wolf et al., 1996; Farley, 2002; Reiners et al., 2004). Por convención, se asume que la difusión de helio en las apatitas es sensible a temperaturas entre $\sim 55\text{--}80^\circ\text{C}$ (Wolf et al., 1996). Sin embargo, estudios realizados durante los últimos años han demostrado que la retención de helio se incrementa con la acumulación de isótopos de helio y con el daño de radiación producido por la fisión de elementos radiactivos dentro del cristal de apatita. La retención de helio se incrementa considerablemente, tanto que hace que la temperatura de cierre efectiva en la apatita evolucione a través del tiempo (Farley, 2000). Los modelos *forward*, ensayados utilizando el programa HeFTy (Ketcham, 2005), pueden hacer predicciones para algunas historias térmicas. El efecto de daño por radiación se verá manifestado como una dispersión en las edades (U-Th-Sm)/He, correlacionadas positivamente con la concentración de helio [He] y la concentración de uranio efectiva [eU]. La correlación positiva entre la edad y [eU] se desarrolla, debido a que una apatita con mayor concentración de uranio, y por ende mayor daño de radiación, tiene una temperatura de cierre mayor que una apatita con menor concentración de [eU], aunque experimenten la misma historia térmica.

En el estudio de la termocronología es clave entender la dispersión de las edades dentro de una misma muestra ya que la misma se puede deber a factores tales como, inclusiones ricas en U-Th tanto fluidas como minerales, tasa de enfriamiento, tamaño del cristal, acumulación de daño de radiación dentro del cristal, pátinas de cristales ricos en U-Th

sobre los bordes del cristal y diferencia de concentraciones de U-Th-Sm dentro del cristal (Flowers et al., 2009; McKeon et al., 2014; Murray et al., 2014; Amidon et al., 2016). Sin embargo hay acciones que tienden a reducir esta problemática, ya sea mediante la modelación de las historias térmicas, como así también, la inspección detallada del cristal elegido, haciendo uso de un microscopio de luz polarizada como se explicará en la sección 2.1.3 de preparación y análisis de las muestras.

Estudios de Amidon et al. (2016) han demostrado que aquellas muestras que se enfrían rápidamente, presentan una menor variación de la edad, mientras que en el caso de muestras que se enfrían lentamente y residen en la zona de retención parcial por un tiempo prolongado, antes que se exhumen en superficie, presentan comparativamente una mayor dispersión de la edad. Por ello ha sido propuesta una ecuación que relaciona concentraciones y permite calcular la edad (t) como se muestra a continuación:

$$He^4 = 8U^{238}(e^{\lambda_{238}t-1}) + 7U^{235}(e^{\lambda_{235}t-1}) + 6Th^{232}(e^{\lambda_{232}t-1}) + 1Sm^{147}(e^{\lambda_{147}t-1})$$

donde, λ es la constante de decaimiento radiactivo para cada isótopo padre y t es la edad para el sistema (U-Th-Sm)/He. No obstante, la edad obtenida también puede verse influenciada por efectos como la eyección de los núcleos de Helio fuera del cristal, llamados también como partículas alfa (α) (Farley, 2000; 2002; Fig. 2.4), efectos de tamaño y forma (Farley et al., 1996; Ehlers y Farley 2003), efectos por inclusiones, intercrecimientos (*bad neighbors*) (Gautheron et al., 2012), efectos por fragmentación y/o deformación del cristal (Brown et al., 2013) y efectos por zonación (Farley et al., 2011; Ault y Flowers, 2012).

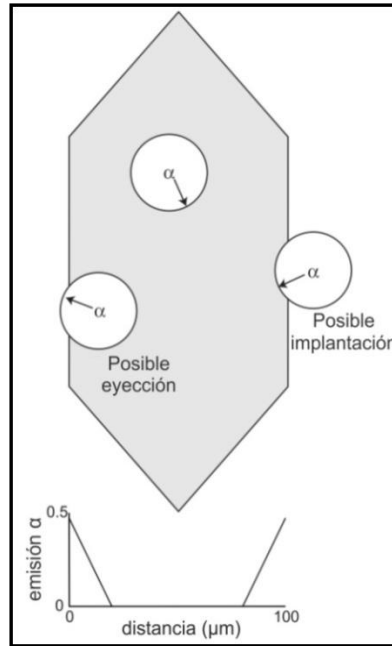


Figura 2.4. Representación esquemática de la eyección e implantación de partículas alfa que pudieran ocurrir en un cristal de apatita debido a su tamaño (modificado de Braun et al., 2006).

Debido a que existe un rango de temperaturas en el que el sistema bajo estudio es sensible, puede verse que el método de termocronología representa una invaluable herramienta para establecer relaciones entre la historia termal de la corteza superior y los procesos exógenos que modelan la superficie terrestre entre los 1-3 km de profundidad. Así, la técnica de medición de (U-Th-Sm)/He en apatitas es utilizada para analizar aspectos geodinámicos, geomorfológicos y tectónicos.

2.1.2 Fundamentos del método de traza de fisión en apatita

El decaimiento isotópico del uranio produce partículas α y β , y una pequeña proporción de U^{238} se divide en dos o más núcleos más pequeños; a este proceso se le llama fisión. Durante la fisión, son creados dos núcleos altamente energéticos cargados positivamente, los cuales se apartan uno del otro, generando una única huella linear de daño, conocida como traza de fisión. Por lo tanto el método de traza de fisión se basa en la acumulación de estas huellas lineares de daño en la red cristalina (Fig. 2.5). Cabe destacar que cada huella corresponde a un solo evento de fisión. Posteriormente estas trazas de fisión

pueden ser reveladas por un proceso de tratamiento químico y contadas utilizando un microscopio óptico.

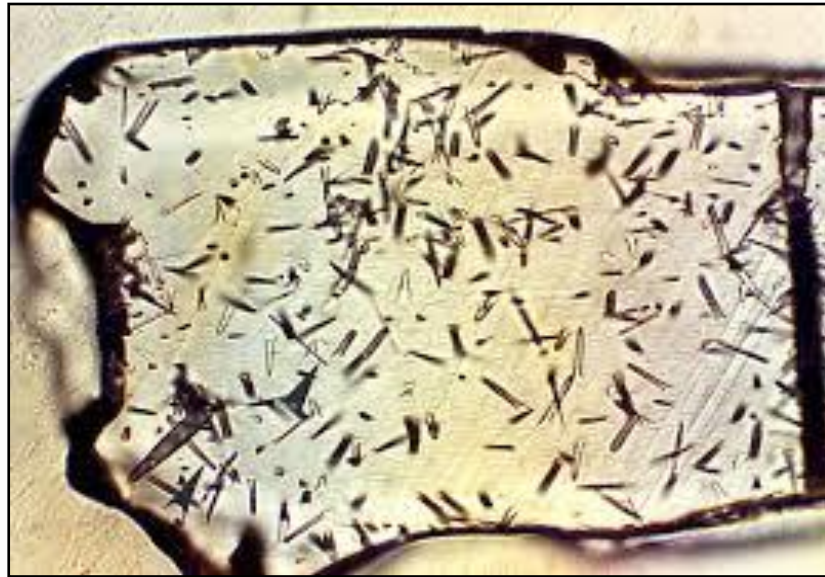


Figura 2.5. Fotografía tomada con un microscopio de un cristal de apatita presentando trazas producto de la fisión nuclear de elementos radioactivos (imagen extraída desde <https://pangea.stanford.edu/research/groups/thermochronology/>).

Las trazas de fisión tienen originalmente unos 10-20 μm de largo y sólo 25-50 x 10⁻² μm de ancho. Debido a su ancho tan diminuto, las trazas de fisión pueden ser visibles en su estado natural sólo si se emplea un microscopio de transmisión por electrones. Es por este motivo que las trazas deben ser sometidas a un proceso de tratamiento químico de pulido y trabajo intenso en una cara interna del cristal que permita revelarlas haciéndolas visibles al microscopio. El mismo debe ser óptico con una magnificación $\geq 1000\times$.

Debido a que cada evento de fisión espontánea crea una traza, la densidad de trazas es una función de la tasa de fisión por decaimiento, la concentración inicial de U^{238} y la edad de la traza de fisión de la muestra. Así, la ecuación para obtener la edad (t) en base a trazas de fisión puede expresarse como sigue:

$$t = \frac{1}{\lambda_D} \ln \left[\lambda_D \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \zeta g + 1 \right]$$

donde, λ_D es la constante de decaimiento para el isótopo U^{238} ; ρ_s es la densidad de trazas espontáneas; ρ_i es la densidad de trazas inducidas, ζ es el factor de calibración para cada contador de trazas y g es un factor geométrico relacionado con el método de detector externo.

Un aspecto a señalar es que estas huellas producto del daño realizado a la red cristalina pueden ser borradas o “cicatrizadas” por factores tales como la temperatura o el tiempo (Fig. 2.6). Es decir, para un tiempo y una temperatura determinada, las huellas pueden desaparecer total o parcialmente debido al restablecimiento de la red cristalina del mineral. En este sentido, la edad obtenida representa una edad de enfriamiento. Para el caso de la apatita, las trazas comienzan a ser retenidas (o no borradas) a temperaturas entre los ~60 °C y 110 °C; a este rango se lo conoce como zona de borrado parcial (*partial annealing zone; PAZ*) (Green et al., 1985; Ketcham et al., 1999). A temperaturas mayores que aquellas correspondientes a la zona de borrado parcial, el proceso de acortamiento de trazas es más rápido que la producción de las mismas, mientras que a temperaturas muy bajas se retienen huellas antiguas y además, nuevas trazas son generadas, presentando distintos largos debido a su acortamiento. Por lo tanto, la distribución de la longitud de las trazas de fisión, es una medida del tiempo empleado dentro y por debajo de la zona de borrado parcial.

La interpretación de un conjunto de datos de trazas de fisión en apatitas requiere de un análisis integrado de las edades de trazas de fisión, distribución de la longitud de las trazas, características composicionales de los granos observados y gradiente geotérmico para la región en estudio.

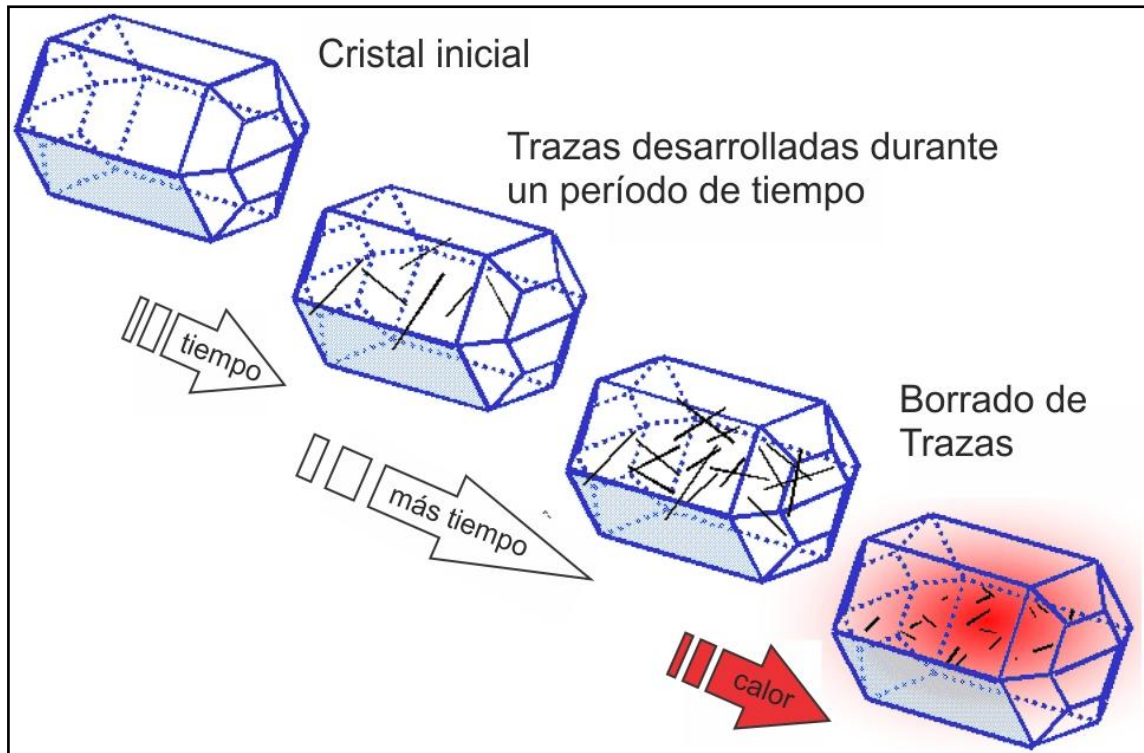


Figura 2.6. Representación esquemática del borrado (*annealing*) de trazas de fisión en un cristal por acción de la temperatura (modificado de <http://seismo.berkeley.edu/~burgmann/RESEARCH/HEAT/agu2000/sld004.htm>).

2.1.3 Preparación y análisis de las muestras

La preparación de las muestras de la sierra de Valle Fértil obtenidas en terreno se llevó a cabo en los laboratorios de la Universidad de Arizona, Tucson, Estados Unidos. El objetivo principal de la preparación consiste en obtener minerales pesados de apatita y circón, los cuales presentan densidades de 3,1-3,5 g/cm³ y 4,68 g/cm³, respectivamente. Para ello, en primer lugar se deben realizar ciertos pasos que conlleven a la disminución del tamaño de las muestras. Así, se debe llevar las muestras de mano a un tamaño mineral <425 µm para finalmente, seleccionar aquellos cristales de minerales de mejores condiciones para su análisis en microscopios de luz polarizada.

A continuación se detallan las actividades desarrolladas y el equipamiento utilizado para tal fin:

- **Trituración:** Su principal objetivo consiste en llevar la muestra de roca a partículas de tamaño mínimo comprendidos entre 2 cm y 0,5 cm. El principal equipamiento utilizado fue una chancadora de mandíbulas (Fig. 2.7).



Figura 2.7. Chancadora de mandíbulas utilizada en la trituración de muestras de roca.

- Pulverización: En esta etapa se pulverizaron las partículas anteriormente obtenidas para lograr tamaños aún menores que los descriptos en la trituración comprendidos entre 12 mm y 0,05 mm. El equipo que se utilizó fue un pulverizador de discos y mortero.
- Separación en medio acuoso: En esta etapa se separó la muestra según sus densidades. Para ello se utilizó una mesa tipo Wilfley de laboratorio de 50 cm x 120 cm con capacidad para alojar hasta 50 kilogramos de roca diarios (Fig. 2.8).

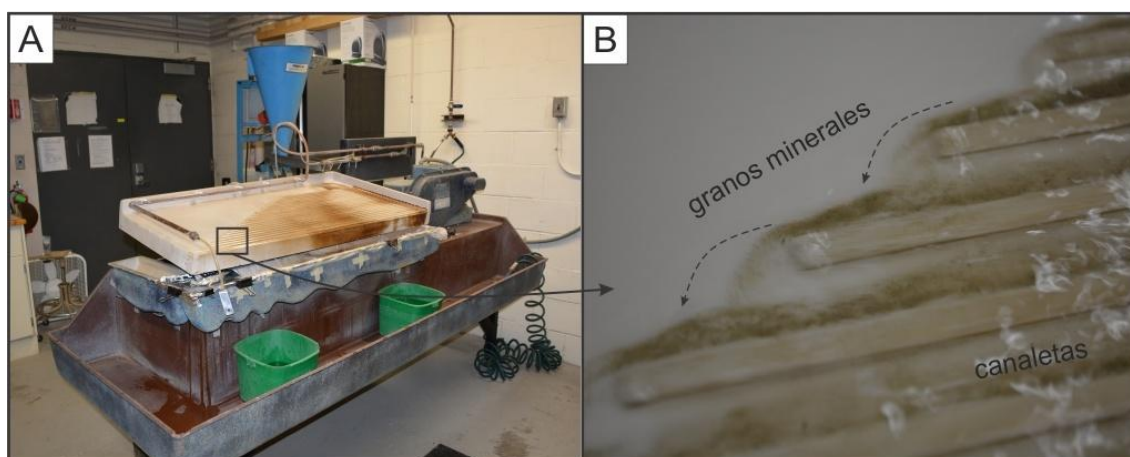


Figura 2.8. Separación de minerales en medio acuoso: A) Mesa tipo Wilfley. B) Detalle de minerales más densos.

- Separación magnética: Este paso consistió en separar diferentes minerales en base a su susceptibilidad magnética utilizando un separador magnético de barrera Frantz (Fig. 2.9).

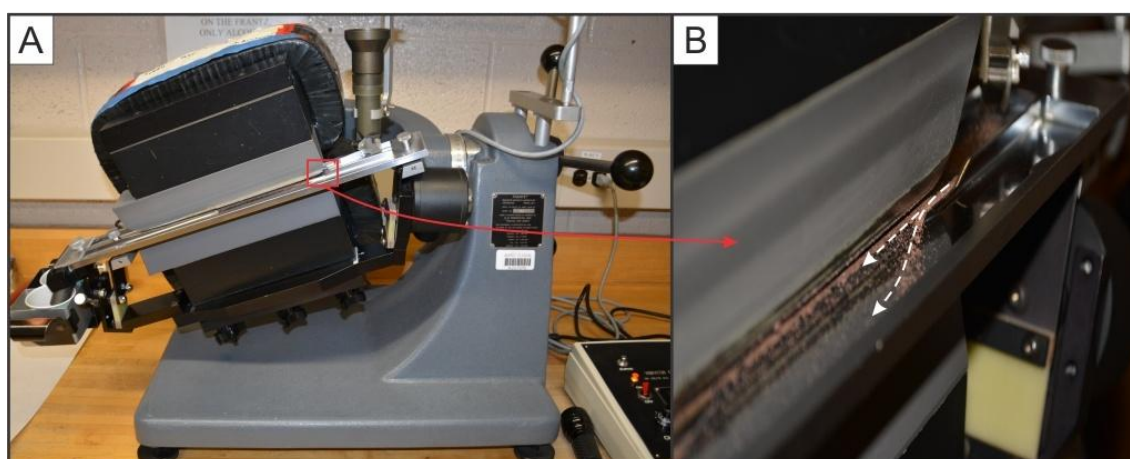


Figura 2.9. A) Separador magnético Frantz. B) Detalle de minerales siendo apartados por acción del campo magnético generado.

- Separación por flotación en líquidos de diferentes densidades y viscosidades: Como su nombre lo indica, en esta etapa se separó a los minerales en base a sus densidades, utilizando los líquidos de politungstato de sodio (*sodium polytungstate*; SPT) con una densidad de 2,90 g/cm³ y de yoduro de metileno (*methylene iodide*; MI), con una densidad de 3,31g/cm³ (Fig. 2.10 A y B, respectivamente). Esta separación se realizó en un laboratorio cerrado equipado con extractores de gases, bajo estrictas condiciones de seguridad e higiene.

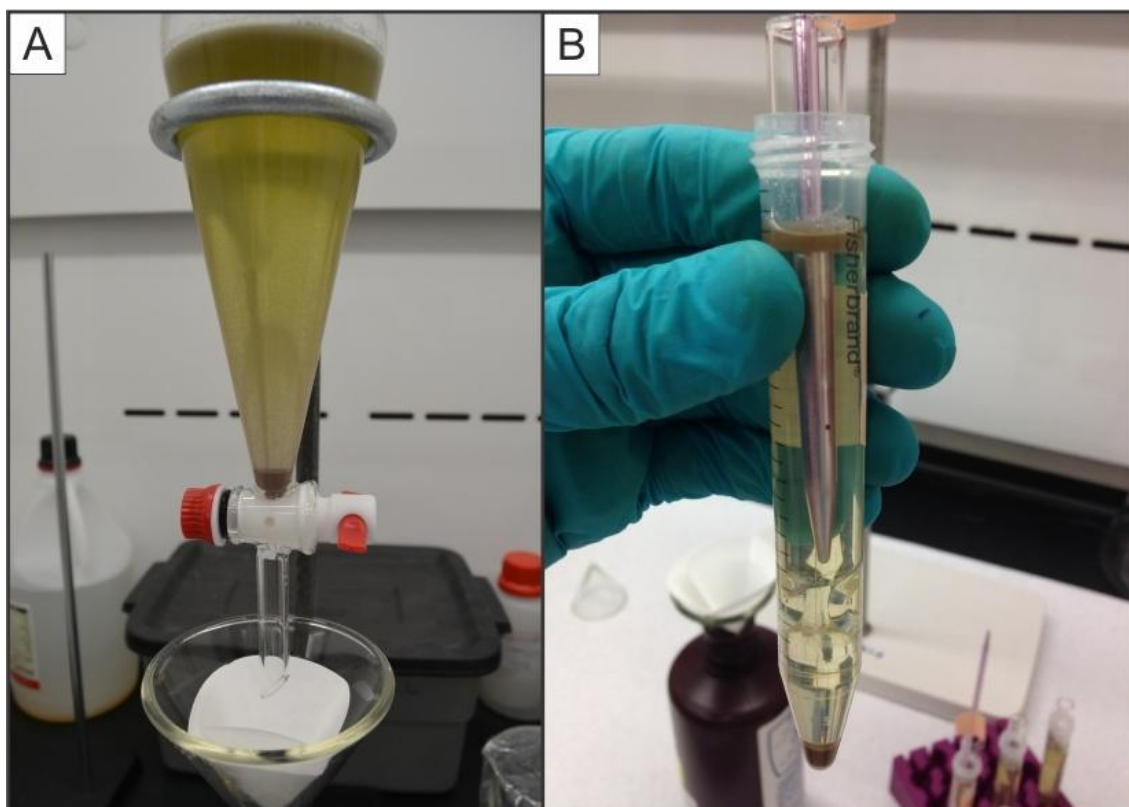


Figura 2.10. Separación de minerales por densidad: A) Concentrado de minerales en politungstato de sodio. B) Concentrado de minerales en yoduro de metileno.

Como resultado de los pasos enunciados anteriormente se obtiene un concentrado de minerales pesado, procediendo luego a la elección de los cristales para su datación. Hay que hacer notar que la técnica de selección depende del método de datación a utilizar. Para el caso del método de (U-Th-Sm)/He en apatita, la selección de los cristales puede resumirse de la siguiente manera:

- Separación manual: Consiste en una detallada selección manual de los minerales con ayuda de pinzas muy pequeñas, una lupa binocular de alta resolución y un microscopio de luz polarizada (Fig. 2.11). Cabe destacar que este paso de selección manual es de suma importancia y muy minucioso, debido a que los cristales de apatita que se seleccionen deben, por lo menos, 1) estar completos, 2) estar libres de inclusiones fluidas o minerales y 3) poseer un ancho mayor o igual que $\sim 60 \mu\text{m}$ (Farley et al., 1996). Este último criterio es de importancia debido a que durante el proceso de decaimiento, los núcleos de helio, también llamados como partículas alfa, tienen energía suficiente para viajar $\sim 20 \mu\text{m}$ a través de la estructura cristalina antes de detenerse. Por lo tanto, la eyección de partículas alfa (α) fuera del cristal puede llegar a ser posible (véase Fig. 2.4) y en el caso de una concentración

determinada de isótopos padres, habrá menos producto que el esperado dentro del cristal. Esto provocará errores ya que al calcular la edad de exhumación, esta resultará demasiado joven. Para atenuar este efecto se aplica un factor de corrección alfa que depende de las dimensiones del cristal, el cual está estipulado luego de múltiples observaciones y aplicación de la técnica (Farley, 2002).

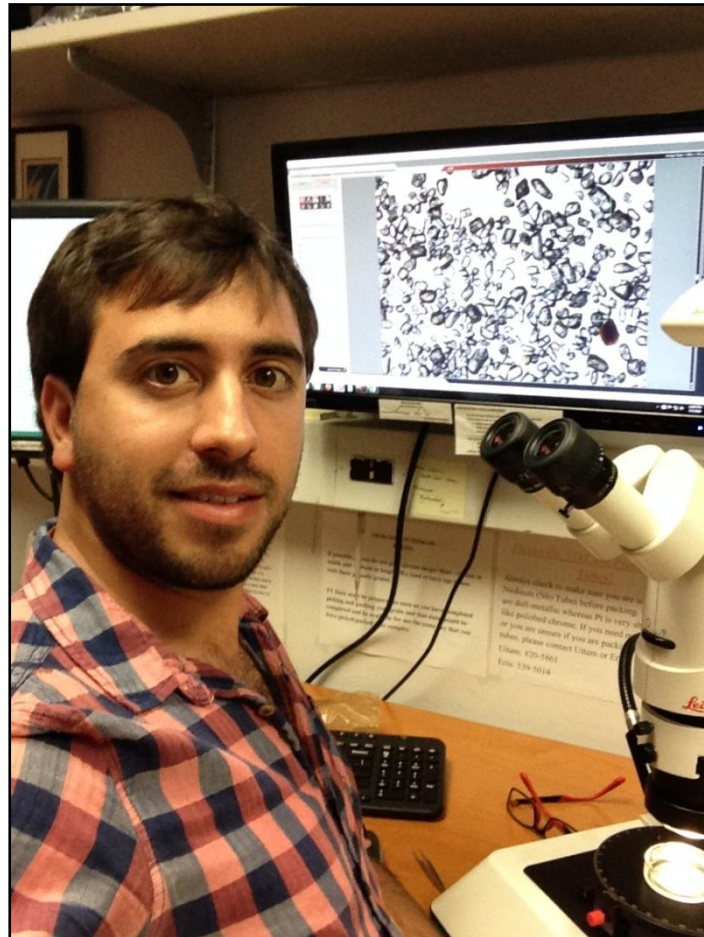


Figura 2.11. Microscopio de luz polarizada, utilizado para detectar inclusiones en los cristales.

Una vez que las muestras de minerales han sido seleccionadas y, sus características morfológicas previamente medidas, se procede a un cuidadoso empaquetamiento de las mismas en pequeños tubos de niobio (Nb) (Fig. 2.12). Posteriormente estos empaques se cargan en una plancheta de aluminio, la cual se montará en la línea de extracción del helio. Para la obtención de helio se sigue los procedimientos de Reiners y Nicolescu (2007), donde la apatita se desgasifica a altas temperaturas ($\sim 1000^{\circ}\text{C}$) al hacer incidir un láser tipo Nd-YAG sobre el empaque de niobio, durante un lapso de tiempo de 3 minutos (Fig. 2.13). Luego se

mide la concentración de helio con un espectrómetro de masa cuadrupolo, el cual se encuentra en la misma línea de extracción. Para medir las concentraciones de uranio (U), torio (Th), y samario (Sm) presentes en el cristal se recurre a la dilución isotópica del mismo y se hace uso de un espectrómetro de masas de alta resolución acoplado inductivamente (HR-ICP-MS, por sus siglas en inglés). Todos estos pasos fueron realizados en el laboratorio del Dr. Pete Reiners de la Universidad de Arizona, Estados Unidos.

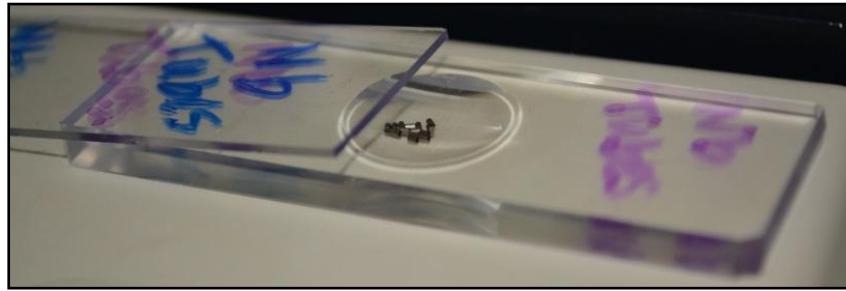


Figura 2.12. Tubos de Nb para empaquetar cristales.

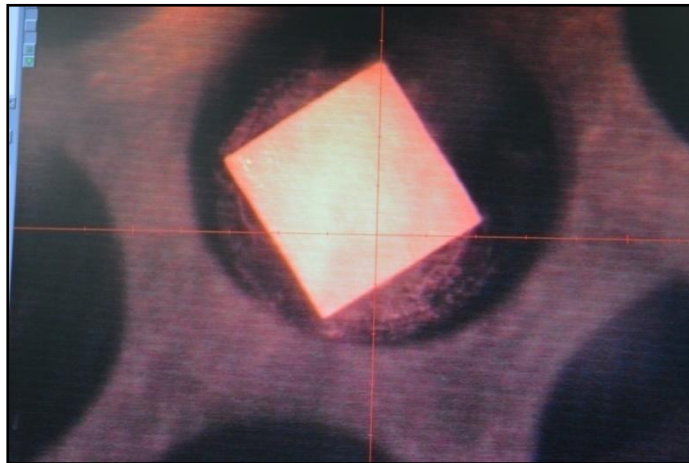


Figura 2.13. Visualización del láser incidiendo sobre un paquete de Nb, el cual aloja un cristal de apatita. El mismo está montado sobre una plancheta de aluminio.

En el caso del método de trazas de fisión, la selección de los cristales a datar no reviste de una selección tan minuciosa como la explicada anteriormente para el método de (U-Th-Sm)/He. Los cristales son montados en una resina *epoxy* transparente cuyo objetivo posteriormente es su pulido para exponer la superficie interna del cristal (Fig. 2.14). Sin embargo, las trazas de fisión no son contadas sólo en el mineral sino también sobre un detector externo, que generalmente es una lámina de moscovita con bajo contenido en uranio.

Esto se realiza para poder conocer la concentración de uranio presente en el cristal. Básicamente lo que se hace es irradiar la muestra con neutrones dentro de un reactor nuclear, que induce la fisión del U^{235} presente en los cristales, generando trazas inducidas en la lámina de moscovita. Finalmente esta lámina de moscovita es procesada químicamente para revelar las trazas.

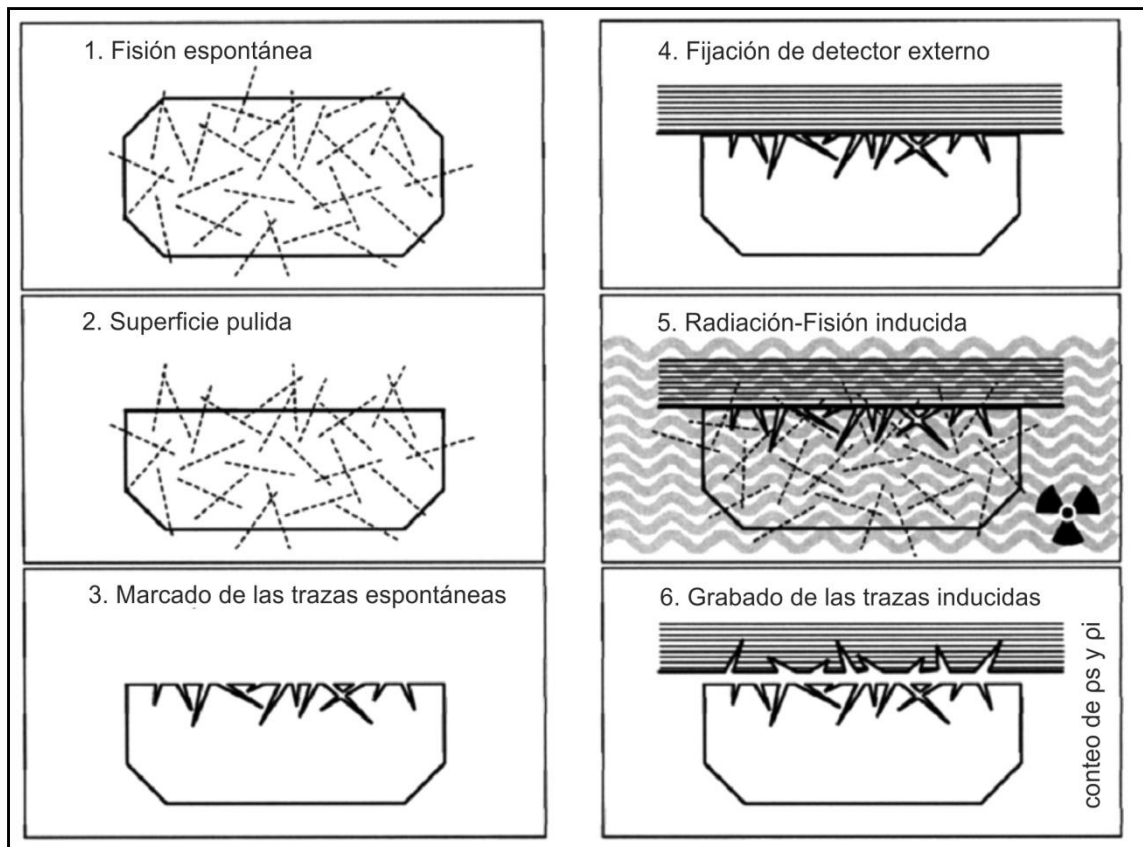


Figura 2.14. Esquema representativo de los pasos a seguir para la preparación de la muestra a fin de contar las trazas de fisión inducidas en el detector (modificado de Gleadow et al., 2002).

2.1.4 Modelado de datos de termocronología

Cuando se trabaja con los diversos métodos termocronológicos, el modelado de los datos obtenidos es tan importante como la etapa previa de preparación y medición en laboratorio. Por ello es necesario alcanzar un buen entendimiento de las historias térmicas por la que transcurrieron las muestras a analizar antes de que llegaran a la superficie. En esta tesis doctoral el modelado se realizó haciendo uso del software HeFTy (Ketcham, 2005). Esta

plataforma trabaja con modelados tanto de tipo *forward* como inversos. Los modelos tipo *forward* permiten al usuario calcular/predecir cómo una edad termocronológica o concentración de uranio evolucionará para una determinada historia térmica asumiendo condiciones iniciales. Los modelos de tipo inverso son capaces de obtener la historia térmica que mejor se ajusta a los datos base ingresados *a priori* al programa. Sin embargo, ninguna historia térmica define por sí sola un conjunto de datos termocronológicos, sino que siempre debe ser considerada en un contexto de aspectos geológicos locales. Es por esta razón que el usuario puede establecer ciertas condiciones iniciales y finales de tiempo y temperatura, como por ejemplo, condiciones de depositación o de cristalización, situación del muestreo (ej: una muestra extraída de un pozo petrolero a cierta profundidad tendrá una temperatura diferente a la de una muestra extraída en la superficie), etcétera.

Se destaca que la plataforma del programa HeFTy permite al usuario calcular soluciones evaluando hasta siete tipos de termocronómetros diferentes, en forma simultánea. Entre ellos se incluyen las trazas de fisión en apatitas y circones, (U-Th-Sm)/He en apatitas y circones, reflectancia de vitrinita, etcétera. Sin embargo, tal como es de esperar, resulta difícil encontrar una buena solución cuando se usa más de dos termocronómetros diferentes.

La plataforma del programa además, permite que el usuario seleccione el tipo de calibración que se utilizará para modelar la historia térmica. La calibración que se escogió en este trabajo corresponde al modelo de acumulación de daño por radiación y borrado (RDAAM, por sus siglas en inglés; Flowers et al., 2009). Este modelo realiza una interpretación precisa de datos de (U-Th-Sm)/He en apatitas que han experimentado un enfriamiento moderado y han residido en la zona de retención parcial por tiempo prolongado antes de su exhumación en superficie. Además, se pueden agregar datos acerca de patrones de zonación y composición química. La variación en la composición química dentro de un mismo cristal de apatita puede producir un error en la edad de exhumación (Ault y Flowers, 2012). Sin embargo un análisis pormenorizado de la zonación en la composición química de las apatitas no se realizó en las muestras, por considerarse de mucho detalle para los objetivos de este trabajo doctoral.

2.2 Información geofísica

Para la construcción de los modelos de deformación presentados en esta tesis doctoral se hizo uso del *software* MOVETM, desarrollado por la compañía *Midland Valley Exploration*, y del cual se cuenta con una licencia académica en el Grupo de Sismotectónica del CIGEOBIO (San Juan). Este programa de modelado geológico-estructural permite la incorporación no sólo de datos geológicos de superficie, sino además de datos sísmicos y sismológicos, como líneas de reflexión sísmica y sismicidad para un análisis integral. Estas características hacen del programa una gran herramienta para la visualización conjunta tridimensional de datos geológicos y geofísicos.

En los siguientes apartados se hace una breve introducción de los datos geofísicos disponibles que se han utilizado para la generación de un modelo de deformación para la sierra de Valle Fértil a nivel cortical.

2.2.1 Datos de sismos para la sierra de Valle Fértil

La zona de estudio se encuentra situada por encima del segmento de subducción horizontal pampeano, lo que provoca una alta tasa de ocurrencia sísmica detectada y estudiada por diferentes despliegues de experimentos geológicos y geofísicos. Uno de los proyectos sismológicos más recientes involucró instituciones nacionales e internacionales que instalaron una red de estaciones sismológicas multicomponente de banda ancha, denominado SIEMBRA (*Sierras Pampeanas Experiment using a Multicomponent Broadband Array*). El experimento SIEMBRA fue realizado entre el Grupo de Sismotectónica de la FCEFN de la Universidad Nacional de San Juan, el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) de Argentina y *The University of Arizona* (UofA) de Tucson, Estados Unidos. Un total de cuarenta y tres (43) estaciones sismológicas de banda ancha en Argentina monitorearon en forma continua el ruido ambiental y la sismicidad local, regional y mundial durante dos años entre el 2007 y el 2009 manteniendo un espaciamiento entre los sitios de observación de entre 10 y 15 km (Fig. 2.15). Otro experimento anterior, integrado por las mismas instituciones mencionadas denominado CHARGE (*Chile Argentina Geophysical Experiment*), desplegó un total de 22 estaciones sismológicas de banda ancha cuya operación en terreno se desarrolló en forma continua por un período de 18 meses aproximadamente entre 2000 y 2002, en este caso desde la costa chilena hasta el centro de Argentina y con espaciamiento de estaciones

sismológicas de unos 80 km (Fig. 2.16). También se menciona el experimento ESP (*Eastern Sierras Pampeanas*) llevado a cabo entre el Grupo de Sismotectónica de la FCEFN de la Universidad Nacional de San Juan, la Universidad de Córdoba de Argentina y *The University of Purdue* (Indiana) y *Colorado College*, (Colorado) de EEUU. En este caso las estaciones sismológicas de banda ancha se instalaron a lo largo del norte de las Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis con espaciamiento menor a 15 km (2.15).

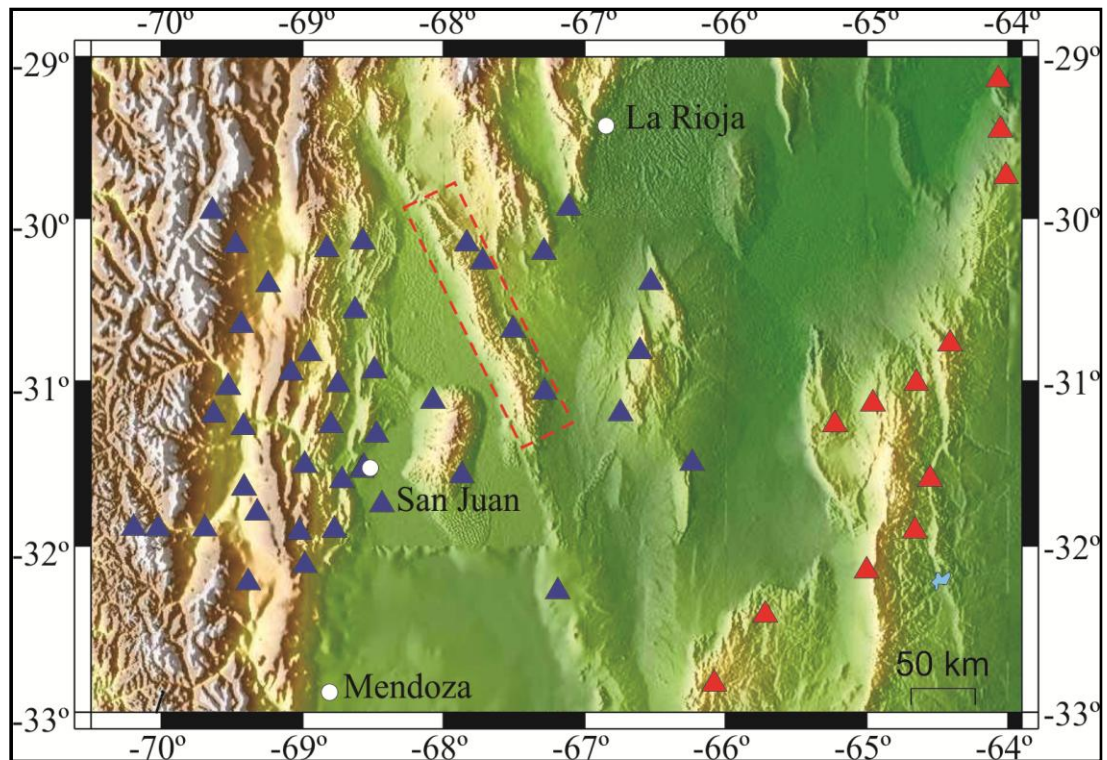


Figura 2.15. Distribución de las estaciones sismológicas de banda ancha pertenecientes al proyecto SIEMBRA (triángulos azules) y al ESP (triángulos rojos). El rectángulo de línea entrecortada roja indica la zona de estudio de la sierra de Valle Fértil-La Huerta.

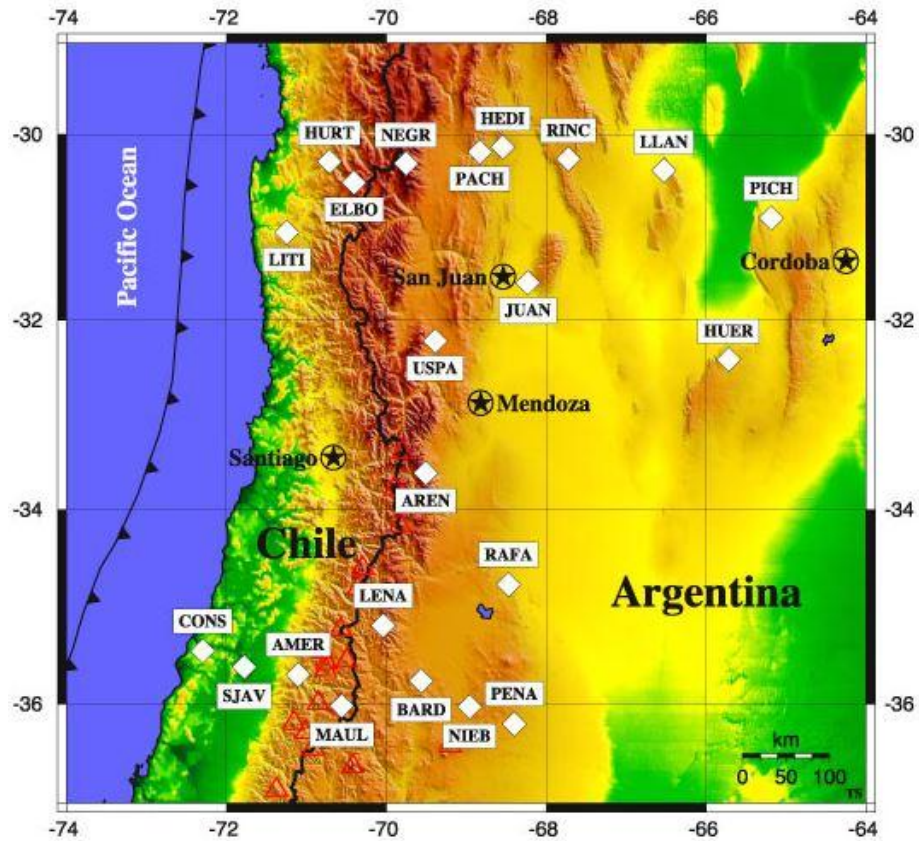


Figura 2.16. Distribución de las estaciones sismológicas de banda ancha pertenecientes al proyecto CHARGE (rombos blancos).

Así, los datos sismológicos disponibles por los proyectos anteriormente descriptos fueron utilizados por Venerdini et al. (2016) para la determinación de 544 eventos sísmicos locales de magnitudes $0,8 < M_L < 4,8$. Además se obtuvieron modelos de velocidades sísmicas corticales para el sector oriental de Precordillera Oriental y las sierras de Valle Fértil y Pie de Palo, pertenecientes a la región de las Sierras Pampeanas Occidentales aprovechando mayor información de estaciones sísmicas permanentes de la red del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (Fig. 2.17).

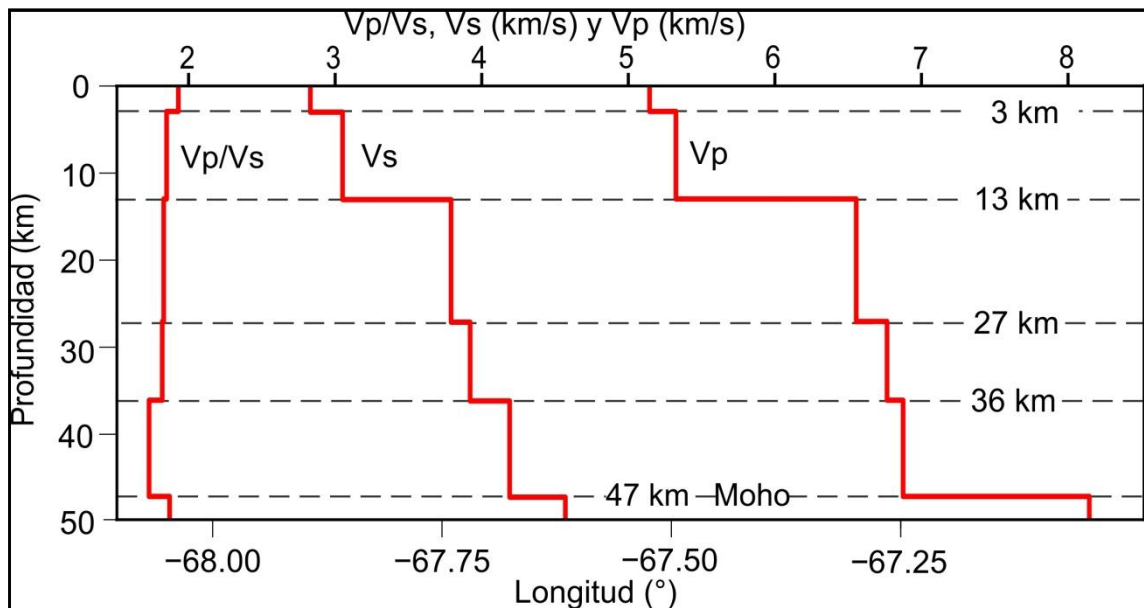


Figura 2.17. Modelo cortical de estructura de velocidades sísmicas para la región de las Sierras Pampeanas Occidentales de la provincia de San Juan (tomado de Venerdini et al., 2016).

Un posible análisis posterior para estudiar procesos de ruptura, movimiento a lo largo de planos de fallas y deformación en el foco de un evento sísmico consiste en la representación de *mecanismos focales* de sismos mayores. En este trabajo se presentan mecanismos focales de sismos registrados por la red SIEMBRA (Fig. 2.15) localizados bajo la sierra de Valle Fértil, utilizando primeros arribos. El método para determinar mecanismos focales considera el patrón de radiación de las ondas sísmicas para una geometría particular de falla en base a la distribución de estaciones sísmicas con respecto al sismo (Fig. 2.18).

Varios textos pueden mencionarse para describir la metodología sismológica que permite utilizar ondas sísmicas con el objeto de determinar la geometría de una falla. En esta tesis se ha seguido a Lay y Wallace (1995). Así, se asume que la geometría de una falla tiene una superficie plana y que el desplazamiento promedio ocurre debido a un movimiento provocado por un sismo. De esta manera, el movimiento a lo largo de cualquiera de los dos planos de fallamiento posibles que determina una solución de mecanismo focal puede describirse mediante la combinación de tres ángulos que se miden en distintos planos (Fig. 2.18, Tabla 1):

- *Acimut (Strike) (ϕ)*: ángulo horizontal entre la dirección del plano de falla y el norte geográfico medido en sentido horario. Puede tomar valores de 0° a 360° .

- Buzamiento (Dip) (δ): ángulo vertical de la inclinación del plano de falla con respecto al plano horizontal en superficie. Su rango de valores es de 0° a 90° .
- Dirección de desplazamiento (Rake o Slip) (λ): ángulo que mide la dirección de desplazamiento de la falla para el bloque colgante, medido desde el acimut sobre el plano de falla. Puede variar desde -180° a 180° , dependiendo de si el bloque colgante se mueve hacia abajo en ángulos negativos o hacia arriba en ángulos positivos, respectivamente.

Tabla 1. Tipificación de la falla de acuerdo a su movimiento (*rake*)

Ángulo de dirección de desplazamiento	Tipo de Falla
0° ó 180°	Transcurrente pura
90°	Inversa pura
-90°	Normal pura
-45° a 45°	Transcurrente sinistral
0° a 45°	Transcurrente sinistral con componente inversa
45° a 90°	Inversa con componente de rumbo sinistral
90° a 135°	Inversa con componente de rumbo dextral
135° a 180°	Transcurrente dextral con componente inversa
0° a -45°	Transcurrente sinistral con componente normal
-45° a -90°	Normal con componente de rumbo sinistral
-90° a -135°	Normal con componente de rumbo dextral
-135° a -180°	Transcurrente dextral con componente normal
135° a -135°	Transcurrente dextral

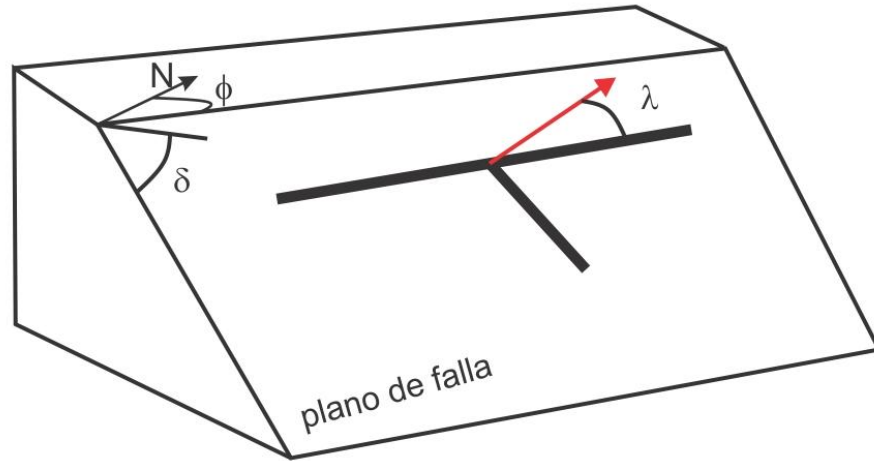


Figura 2.18. Diagrama que muestra el movimiento de una falla indicada por el vector rojo con sus tres parámetros acimut (ϕ), buzamiento (δ) y dirección de desplazamiento (λ) del bloque cabalgante sobre el plano de falla.

El primer arribo de una onda P varía según la orientación que existe entre el hipocentro del terremoto y la ubicación del punto de observación donde se halla una estación sismológica que lo registra. La Figura 2.19, ilustra un ejemplo para un sismo que ocurrió sobre una falla de rumbo con buzamiento perfectamente vertical. El primer arribo indicaría una *compresión* si el bloque más cercano a la estación se mueve hacia ella, provocando un movimiento hacia arriba (polaridad positiva) en la componente vertical del sismómetro; en el caso que el bloque experimente un movimiento hacia abajo se produce una *dilatación* (polaridad negativa) en el sismómetro y su registro correspondiente.

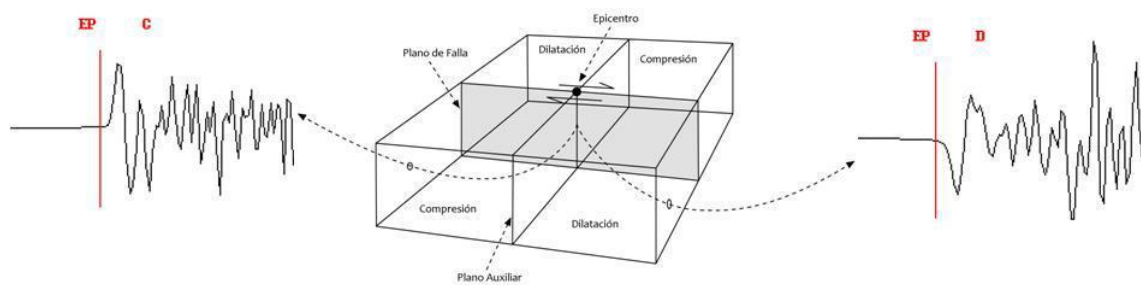


Figura 2.19. Primeros arribos de onda P observados en sismómetros ubicados en distintos cuadrantes con respecto al hipocentro. Los dos planos nodales separan regiones de compresión de regiones de dilatación. Uno de los planos nodales es el plano principal (o plano de falla) y el otro solamente denota un plano auxiliar.

La determinación de un mecanismo focal, toma en cuenta las polaridades de ondas P que arriban a las diferentes estaciones. Esta información se grafica utilizando una proyección estereográfica como la red de Schmidt, donde se representan los movimientos de la semiesfera inferior de radio unitario que rodea al foco sísmico (Fig. 2.20). Los arribos separan cuadrantes de acuerdo a sus movimientos compresionales o dilatacionales. Es así como se identifica un plano de falla que separa estos cuadrantes y está acompañado por un plano perpendicular al mismo (denominado plano auxiliar o plano nodal; Fig. 2.20). En estas direcciones o muy cerca de ellas, debido a que las polaridades cambian de dilatación a compresión o viceversa, los primeros arribos tienen amplitud muy próxima a cero, lo que ayuda a identificar a estos planos nodales del mecanismo focal. Así, uno de estos planos es el *plano de falla* y el otro corresponde al *plano auxiliar*.

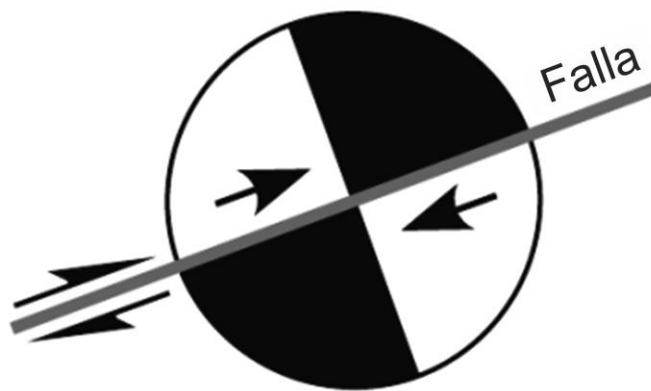


Figura 2.20. Ejemplo de mecanismo focal para una falla transcurrente-dextral de rumbo menor que 90° y buzamiento de 0° ; nótese que la otra solución para un plano de fallamiento vertical y movimiento de tipo sinistral ubicado a 90° del primero también es solución.

Cabe destacar además, que la técnica de primeros arribos no precisa cuál de los dos planos corresponde al plano de fallamiento constituyéndose en una ambigüedad, ya que cualquiera de los dos planos que separan compresiones de dilataciones podría ser el plano de falla. Por ello, la información geológica o un estudio de réplicas es vital a fin de asegurar cuál de los dos corresponde al plano principal activado durante un sismo. Más importante aún, es el cálculo de esfuerzos que toma en cuenta ejes de presión y tensión, los cuales también se determinan en el cálculo del mecanismo focal siendo indistinto cuál es el plano de fallamiento que se activó.

2.2.2 Datos de líneas sísmicas de reflexión para la cuenca de Bermejo

En esta tesis doctoral se hizo uso de cinco líneas de reflexión sísmica de YPF denominadas 5053, 9048, 9050, 9051 y 9052 en formato *seg*y. Las mismas se ubican en la parte centro-norte del valle de Bermejo como se muestra en la Fig. 2.21. Tanto la adquisición como el procesamiento de estas líneas sísmicas fueron realizados por la empresa YPF durante las décadas de 1970-1980, durante una etapa de exploración de hidrocarburos en la región. La información de cada línea sísmica fue cargada y analizada con el programa MOVETM.

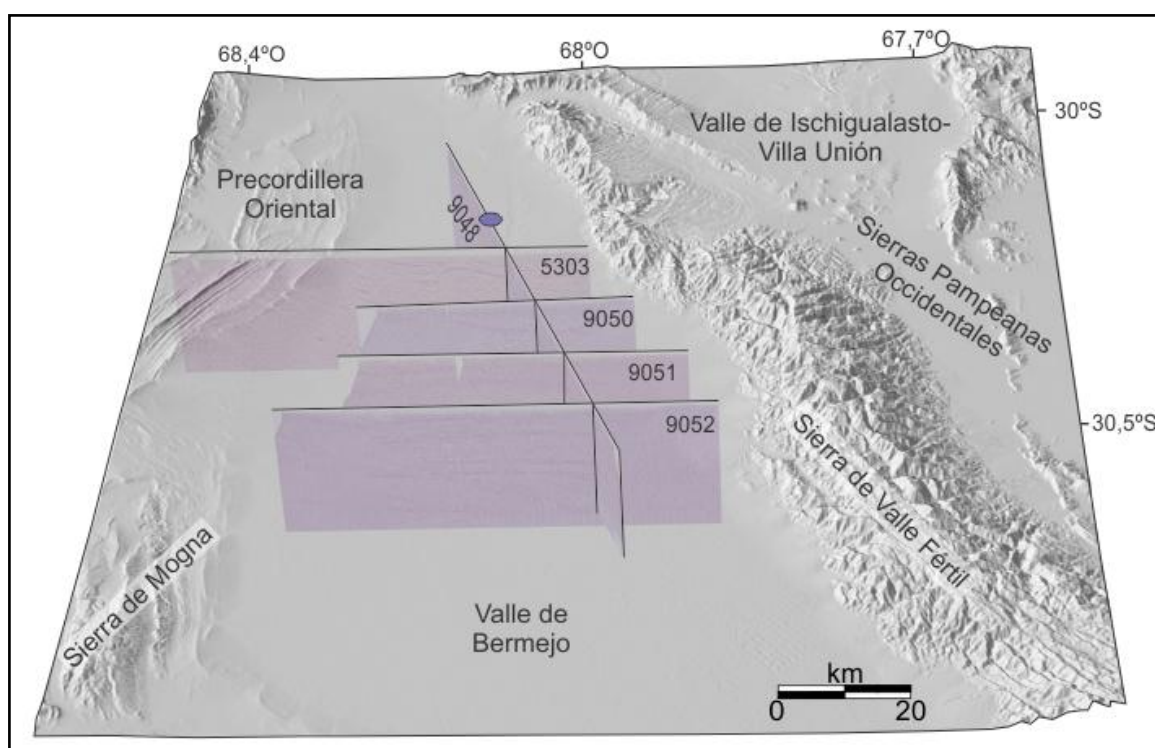


Figura 2.21. Bloque diagrama del sector norte del valle de Bermejo y sierra de Valle Fértil realizado en MOVETM, mostrando la disposición de las líneas de reflexión sísmica de YPF en perfiles 2D que se utilizaron en esta tesis doctoral. La elipse muestra la ubicación del pozo Bermejo Ax-1.

Como se observa en la Figura 2.21, el sector centro-norte del valle de Bermejo cuenta con variadas líneas sísmicas; la mayoría poseen una orientación aproximadamente este-oeste, disponiéndose paralelas entre sí. Además existen líneas de mayor extensión, que cortan perpendicularmente a las anteriores, siguiendo una dirección submeridional como la línea 9048 utilizada en este trabajo. La Tabla 2 resume información correspondiente a las líneas sísmicas de reflexión que se muestran en la Fig. 2.21.

Tabla 2. Líneas sísmicas de YPF utilizadas en esta tesis doctoral indicando nombre y las coordenadas en grados para su inicio (oeste) y fin (este) de acuerdo a la Fig. 2.21

Líneas sísmicas	Coordenadas oeste		Coordenadas este	
	Longitud	Latitud	Longitud	Latitud
5303	-68,54173808	-30,19447014	-68,0515885	-30,18592457
9048	-68,23735853	-29,97864544	-67,99663045	-30,54850384
9050	-67,99386465	-30,28150075	-68,30980338	-30,29610787
9051	-68,31951013	-30,384131	-67,92949175	-30,3787401
9052	-67,89401235	-30,46493734	-68,38127891	-30,47351604

Cabe destacar además que en esta región, YPF realizó un pozo exploratorio denominado Bermejo Ax-1; el mismo perforó hasta 5.250 metros de profundidad, atravesando sólo sedimentos cenozoicos. Durante la perforación, una estratigrafía inicial fue asignada a las unidades perforadas; sin embargo, posteriormente Zapata y Allmendinger (1996) utilizaron una estratigrafía más actualizada para la región, la cual tendría una mayor correlación con las unidades aflorantes en la localidad de Huaco, San Juan. En este trabajo de tesis doctoral se hizo una re-interpretación de las líneas sísmicas, utilizando la estratigrafía presentada por Zapata y Allmendinger (1996) en el valle de Bermejo. La estratigrafía cenozoica para este sector de la cuenca de Bermejo cuenta, de base a techo, con las siguientes Formaciones: Quebrada del Jarillal, Huachipampa, Quebrada del Cura, Rio Jáchal y Mogna (Milana, 1990, Jhonson et al., 1986; Fig. 2.22), estas secuencias sedimentarias registran la exhumación de la Precordillera y la consecuente acumulación de sedimentos en la proto-cuenca de antepaís de Bermejo, en la localidad de Huaco, entre 16 y 2,4 Ma (Jordan et al., 1998; Fosdick et al., 2015).

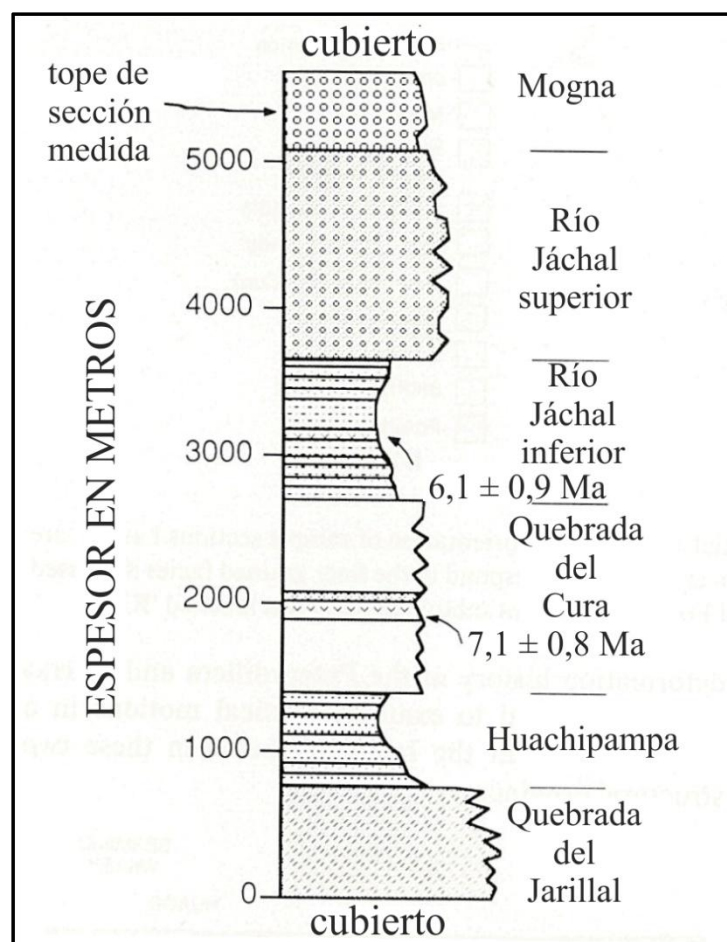


Figura 2.22. Unidades litoestratigráficas de la cuenca de Bermejo en la localidad de Huaco. Las edades fueron registradas en secuencias bentoníticas (modificado de Johnson et al., 1986).

Durante la primera etapa en la construcción del modelo de deformación se realizó la interpretación de las líneas de reflexión sísmica, donde se determinaron horizontes pertenecientes a sedimentos cenozoicos y horizontes que corresponden al basamento de la cuenca de Bermejo. En una segunda instancia se identificaron todas aquellas estructuras que estarían afectando las secuencias sedimentarias. Finalmente se realizó una conversión de las líneas sísmicas a profundidad. Un mayor detalle de la interpretación realizada en las secciones sísmicas se brinda en el capítulo 5. La etapa final consistió en una interpretación conjunta con todos los elementos geológicos y geofísicos para elaborar un modelo de deformación de la sierra Valle Fértil.

Capítulo 3. Marco geotectónico

3.1 Tectónica pre-andina

La región de las Sierras Pampeanas abarca una serie de bloques de basamento exhumados elongados en general en sentido norte-sur, los cuales se encuentran segmentando el antepaís andino (González Bonorino, 1950; Jordan y Allmendinger, 1986; Cardozo y Jordan, 2001). A su vez, esta región morfoestructural ha sido dividida en dos dominios correspondientes a las Sierras Pampeanas Occidentales y las Sierras Pampeanas Orientales (Fig. 3.1). Esta división se propone tomando en cuenta las unidades litológicas y grado de metamorfismo de rocas de basamento (González Bonorino, 1950; Caminos, 1979).

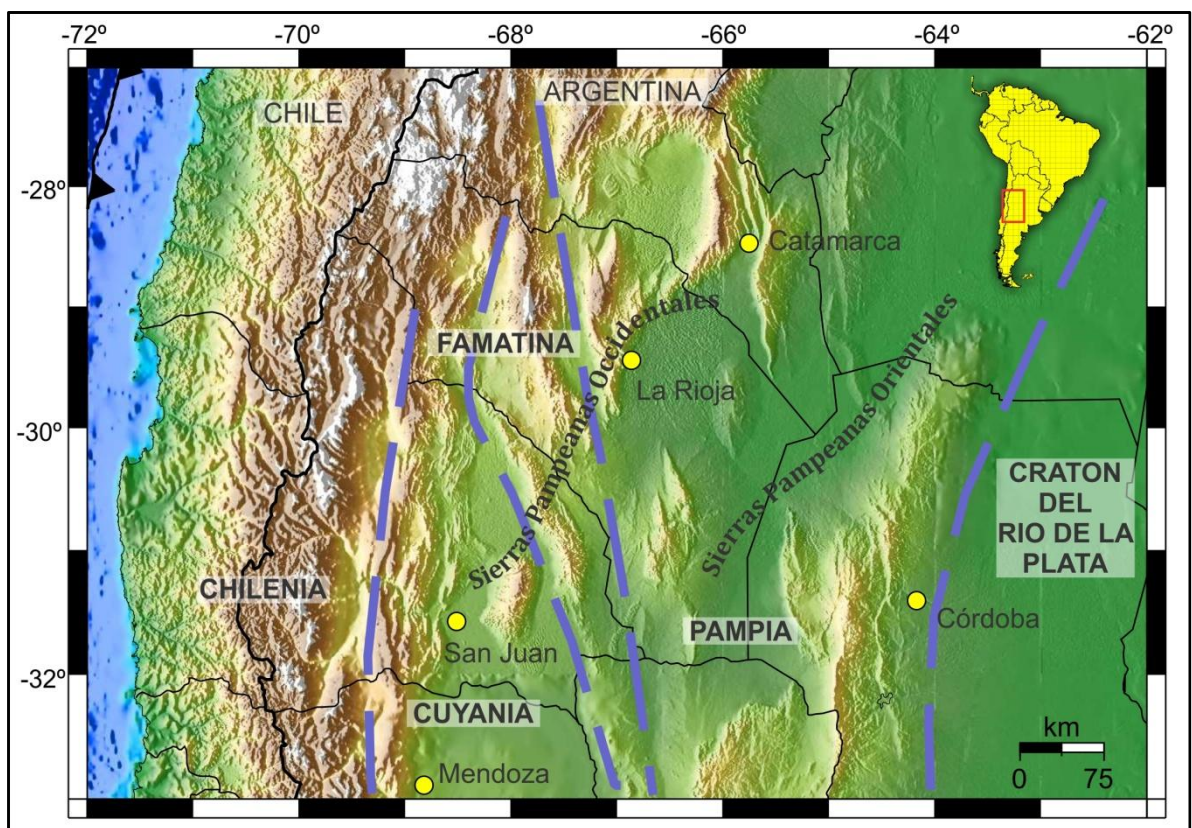


Figura 3.1. Esquema de la distribución de terrenos acrecionados al margen Gondwana y sus principales suturas en la región central de Argentina según Ramos et al. (1999).

Así, las Sierras Pampeanas Orientales están compuestas principalmente por rocas ígneas y metamórficas en general de alto grado metamórfico desarrolladas por la acreción de diversos terrenos alóctonos y para-autóctonos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico inferior, los cuales han sido amalgamados en un gran bloque cratónico definido

como Pampia (Ramos et al., 2002, 2010; Steenken et al., 2004; Miller y Söllner, 2005). Posteriormente, el terreno de Pampia fue sometido a una compleja historia de deformación, metamorfismo y magmatismo luego de su colisión con el cratón del Río de la Plata, durante el Proterozoico superior–Cámbrico inferior. Hacia el oeste de Pampia, la subsecuente colisión del terreno de Precordillera (Cuyania), con afinidades laurénticas (Astini, 2003) generó el arco famatiniano hacia el Ordovícico inferior sobre el borde sudoccidental de Gondwana (Rapela et al., 2007; Otamendi et al., 2009; Fig. 3.2). Vestigios de este antiguo arco magmático son agrupados integrando a las Sierras Pampeanas Occidentales. Sin embargo, Otamendi et al. (2012) reconstruyen parte de este arco famatiniano, concluyendo que el mismo presenta exhumaciones diferenciales a lo largo de su paleo-eje. Esto significa que hacia el norte de las Sierras Pampeanas Occidentales se observan los depósitos volcano-sedimentarios ligados al desarrollo del arco, mientras que hacia el sur, en las sierras de Valle Fértil y La Huerta afloran las rocas plutónicas que formaban la raíz del mismo. Este rasgo geológico de exhumación diferencial podría explicarse por la evolución de la zona de subducción durante la colisión de la microplaca Cuyania, la cual terminaba a la latitud actual del norte del Sistema de Famatina (Benedetto, 2004).

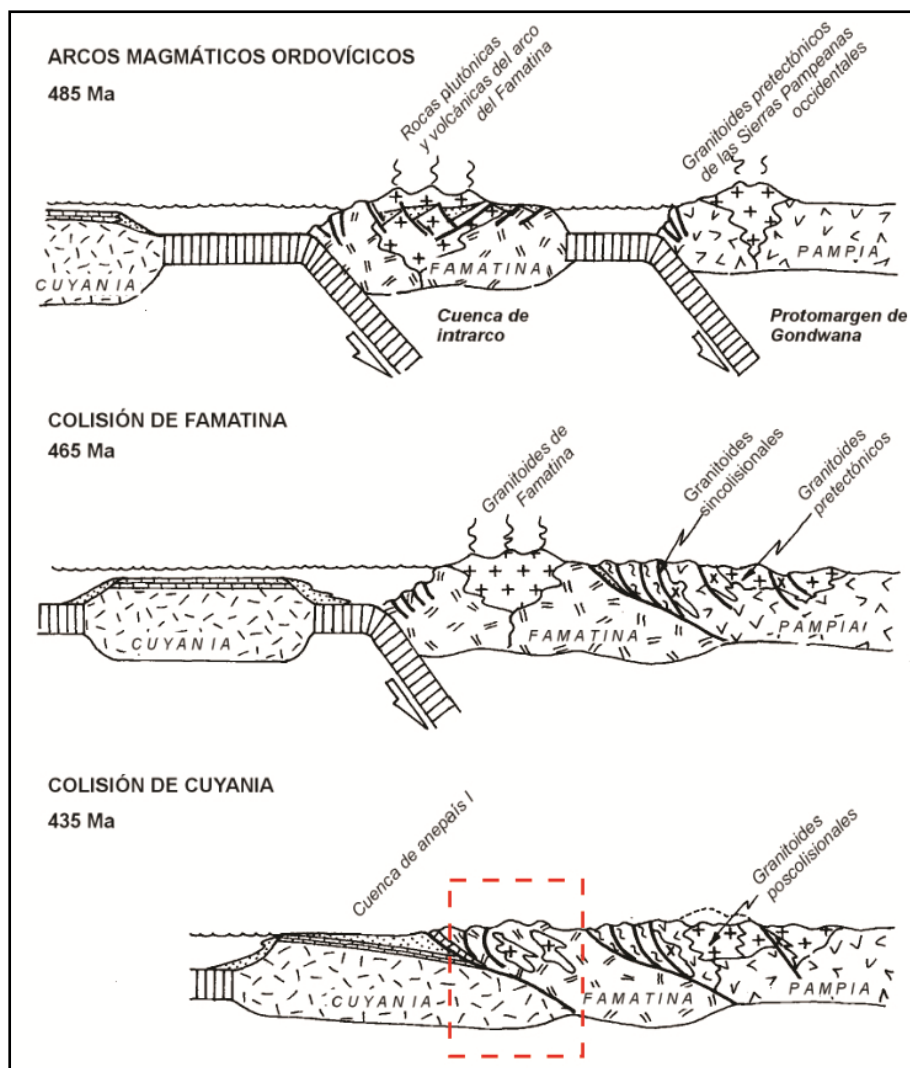


Figura 3.2. Esquema de evolución tectónica del sector central de Argentina durante la colisión del terreno compuesto de Cuyania contra el protomargen de Gondwana cuyo basamento en esa época estaba formado por el terreno de Pampia (modificado de Quenardelle y Ramos, 1999). El recuadro de línea entrecortada roja denota la posición relativa de las rocas aflorantes en la sierra de Valle Fértil.

Durante la colisión, el microcontinente Cuyania se habría incrustado en el arco famatiniano, fragmentándolo y generando un orógeno que poseía mayor elevación en su parte sur, lugar donde se despojó de su cubierta sedimentaria ordovícica. Posteriormente, la colisión del terreno de Chilenia habría generado la deformación de las rocas eopaleozoicas (Mpodozis y Ramos, 1989). Los sedimentos del Paleozoico superior se depositaron en discordancia angular sobre esta paleogeografía formada por bloques de basamentos, evidenciando que ya estaban exhumados y por lo tanto, formaban parte de la superficie (Fig. 3.3). Evidencias de esta discordancia se disponen sobre el borde occidental de la sierra de Valle Fértil y hacia el borde sudoriental de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, donde las

secuencias sedimentarias de las formaciones Guandacol-Tupe cubren rocas del basamento del Complejo Valle Fértil (Pazos, 1997)

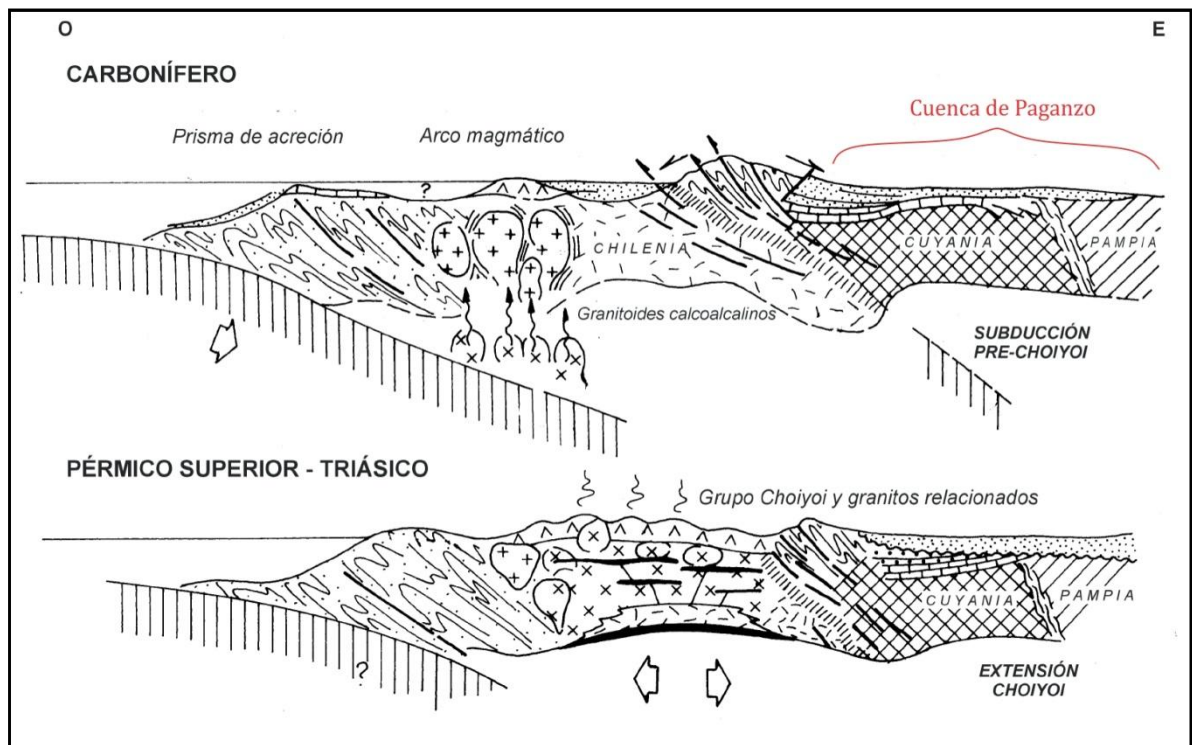


Figura 3.3. Esquema de la evolución tectónica para el sector central de Argentina durante el Paleozoico superior. Se muestra la generación de un orógeno de tipo andino con sus cuencas de retroarco asociadas (modificado de Mpodozis y Ramos, 1989).

Durante gran parte del Mesozoico, la región del oeste argentino estuvo sometida a procesos extensionales. Dos eventos de *rifting* afectaron el basamento de las Sierras Pampeanas y reactivaron así, antiguas discontinuidades corticales, generando cuencas que fueron rellenas por sedimentos continentales y que actualmente, presentan espesores variables según la localidad (Fig. 3.4). El primer evento extensional ocurrió durante el Triásico tardío al Jurásico temprano. Este evento generó una serie de depocentros alineados básicamente en dirección noroeste.

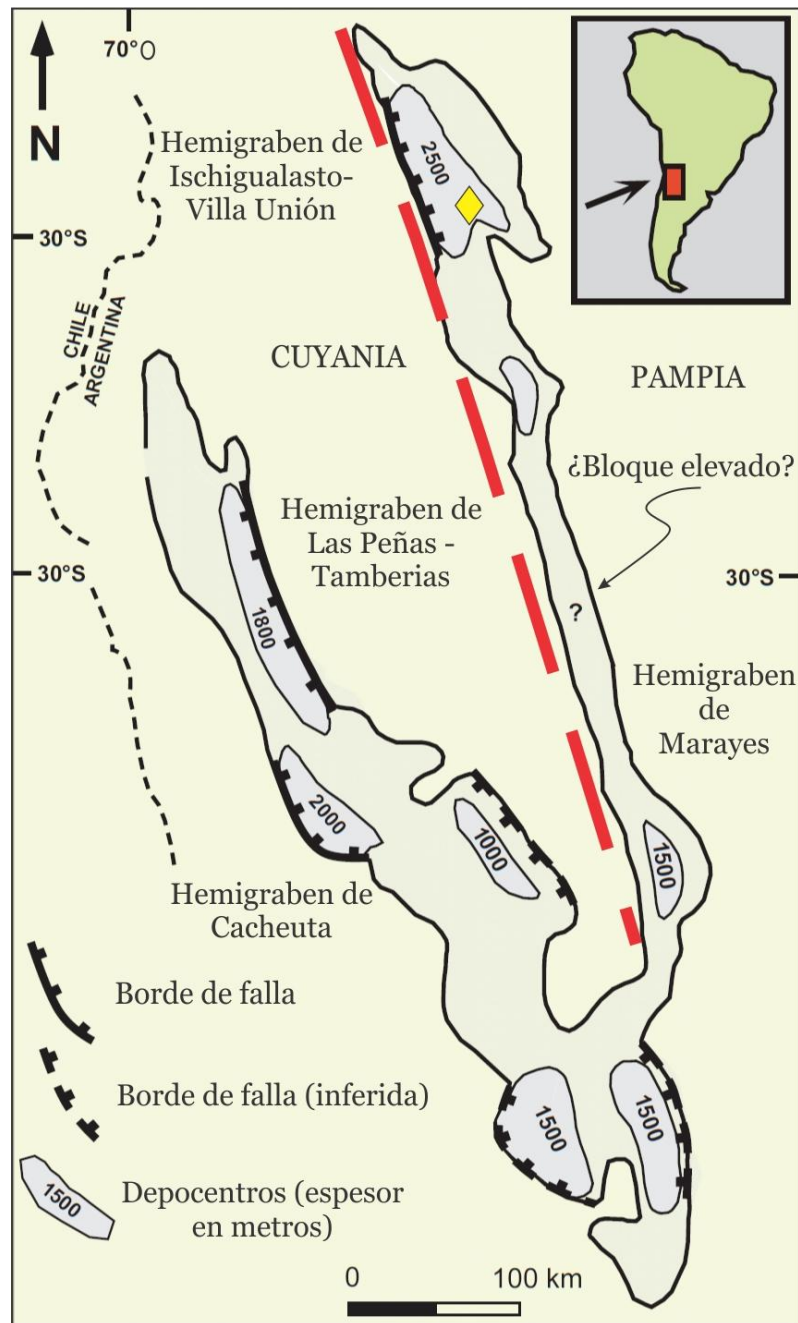


Figura 3.4. Esquema mostrando la distribución de las cuencas triásicas del oeste de Argentina. La línea entrecortada roja representa el límite propuesto por Ramos (1998) como sutura entre los terrenos de Cuyania y Pampia (modificado de López-Gamundí, 2010). El rombo amarillo representa la ubicación aproximada de las figuras 3.5 y 3.6.

Como se observa en la figura anterior, la mayoría de las cuencas triásicas del oeste de Argentina responden a un modelo de deformación de tipo hemigraben. Esto se debe a la existencia de una notable asimetría en sentido perpendicular a su eje, reflejada en los espesores de los sedimentos que rellenan dicha cuenca (Milana y Alcober, 1994). Las cuencas de Ischigualasto-Villa Unión (Figuras 3.5 y 3.6) y Marayes, son ejemplos de estos

depocentros triásicos; las mismas poseen espesores de ~2500 y ~1500 m, respectivamente (Milana y Alcober, 1994; Malizia et al., 1995; Spalletti, 1999).



Figura 3.5. Vista panorámica hacia el sur-este desde la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión.



Figura 3.6. Vista panorámica hacia el norte de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, obsérvese la alternancia de areniscas y limolitas de la Formación Ischigualasto (Triásico inferior).

La cuenca de Ischigualasto-Villa Unión se encuentra comprendida por estadios sucesivos de *sinrift* y *postrift* (Fig. 3.7), por lo que el relleno sedimentario de la misma se vincularía a una importante subsidencia tectónica relacionada a la actividad de la falla de la sierra de Valle Fértil. Un primer ciclo de *sinrift* estaría conformado por las Formaciones Talampaya y Tarjados, Ischichuca y Chañares, luego el correspondiente *postrift* integrado por la Formación Los Rastros. Un segundo ciclo, con un estadio de *sinrift* representado por la Formación Ischigualasto y el *posrift* por la Formación Los Colorados (Milana y Alcober 1994).

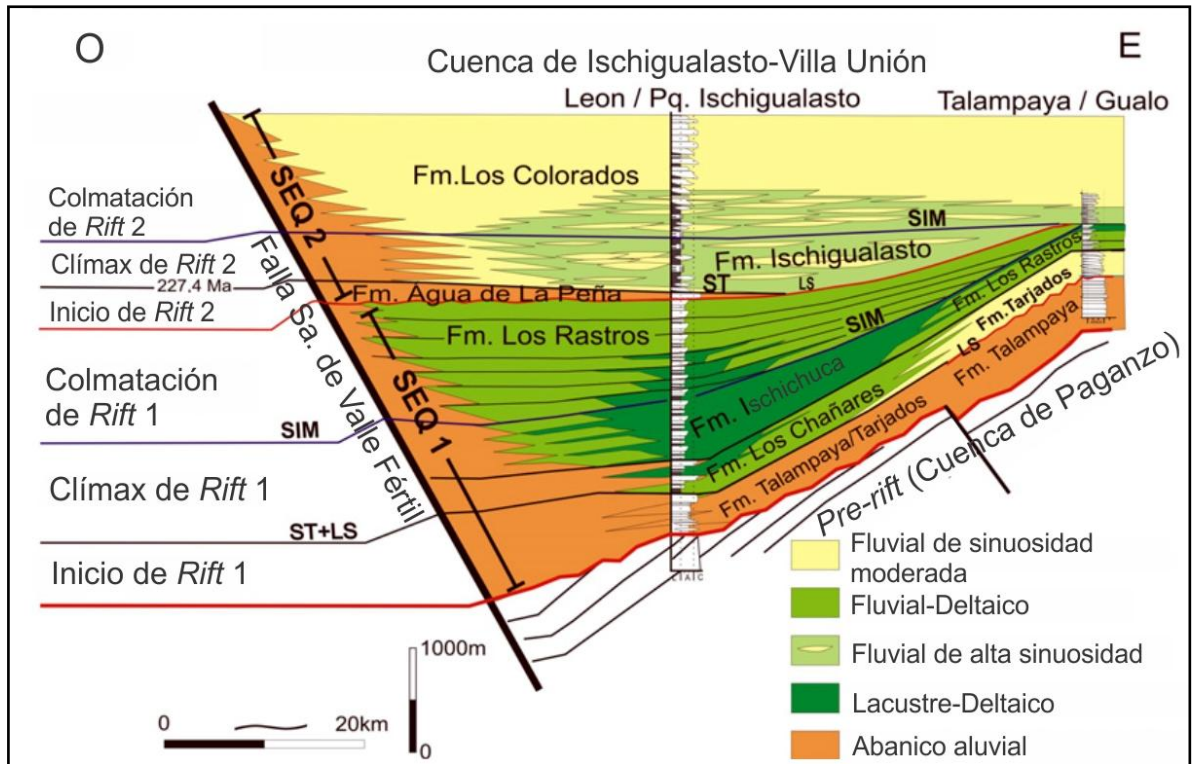


Figura 3.7. Esquema de sección de correlación regional de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión que exhibe la asimetría del relleno sedimentario (modificado de Born et al., 2007).

Para el Cretácico temprano, la zona de subducción se caracterizó por poseer gran ángulo de subducción de más de 60° , sometiendo al arco magmático a importantes eventos extensionales (Ramos, 1988; Mpodozis y Ramos, 1989). A su vez, la zona de retroarco también desarrolló sistemas extensionales, los cuales estarían asociados a la apertura del Océano Atlántico sur a estas latitudes (Schmidt et al., 1995; Rossello y Mozetic, 1999). Este proceso de *rifting* provocó cuencas mayores, que aquellas generadas durante el Triásico, pero más estrechas y localizadas principalmente sobre los bordes orientales y occidentales del terreno Pampia (Gordillo y Lencinas, 1979; Ramos et al., 2002; Fig. 3.8).

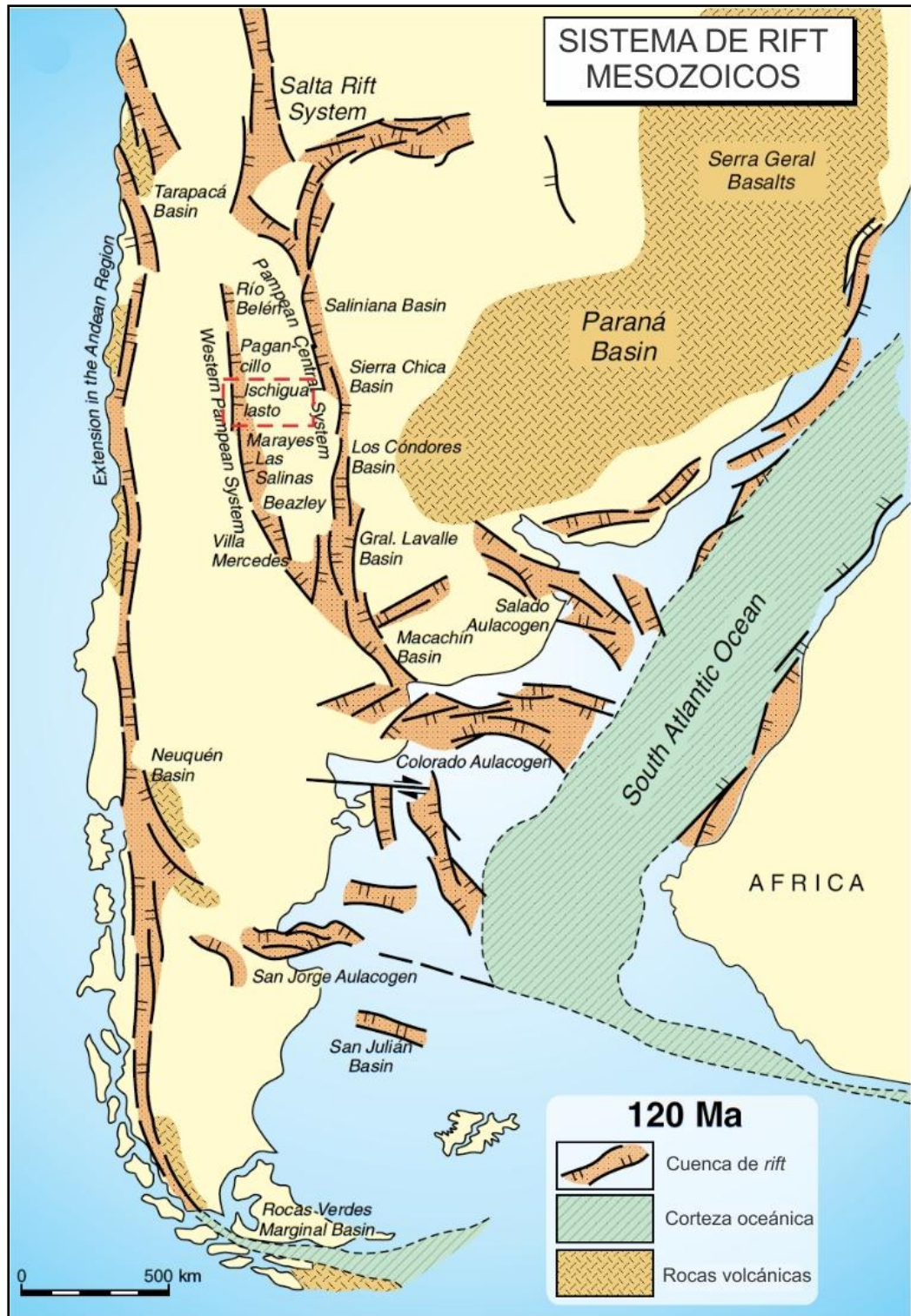


Figura 3.8. Distribución de los sistemas extensionales desarrollados durante el Cretácico inferior. Comprende las cuencas de intra-arco de la región cordillerana y los sistemas de *rift* en áreas cratónicas (modificado de Ramos et al., 2009 y basado en Uliana et al., 1989, Ramos y Alemán, 2000). El recuadro de línea entrecortada roja encierra la zona de trabajo.

Finalmente, la región cordillerana registra la transición de la etapa extensional a la compresiva durante el Cretácico medio-superior. El margen de subducción pasaría a ser de tipo andino, con un ángulo de subducción “normal” cercano a los 30° (Fig. 3.9), y dando lugar a que los sistemas extensionales previos dispuestos a lo largo del eje de la Cordillera Principal dejen de ser activos, para iniciar una etapa de subsidencia térmica (Ramos, 1988).

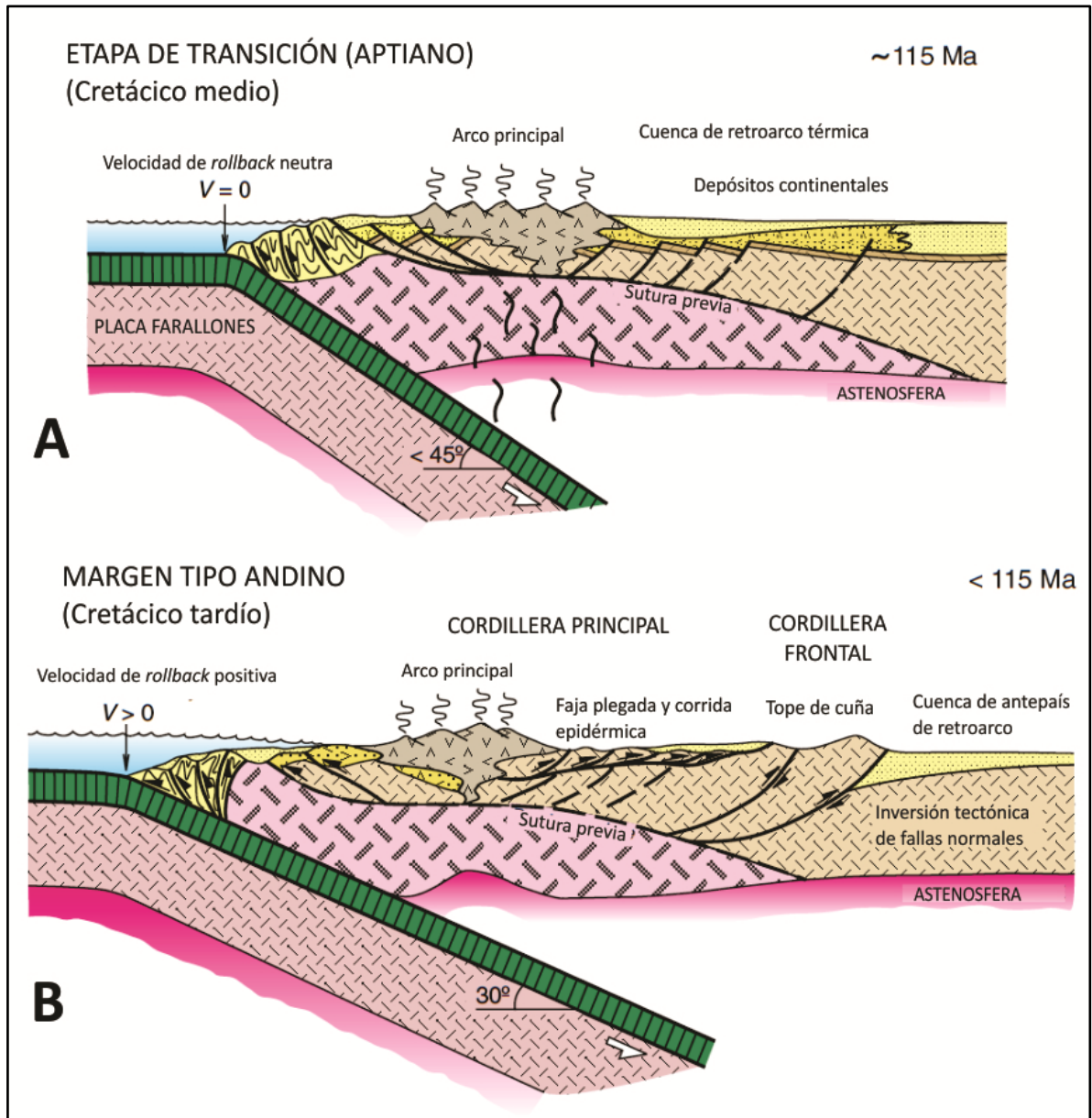


Figura 3.9. Régimen de subducción durante el Mesozoico-Cenozoico a lo largo del arco magmático de la Cordillera Principal. A) Estadío de transición con depósitos continentales asociados; B) Estadío compresivo con deformación e inversión tectónica (según Ramos, 2009).

3.2 Tectónica andina en el segmento de subducción horizontal pampeano (~30° S)

La región comprendida entre los 27° y 33° S en el margen de subducción de Sudamérica, se corresponde con el segmento de subducción horizontal de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Esta geometría de la subducción muy atípica en general en el planeta (Gutscher, 2000) genera una alta tasa de sismicidad cortical para esta región de Sudamérica, además de la extinción del arco volcánico en la cordillera. Sin embargo, el proceso de horizontalización de la placa de Nazca ha producido eventos magmáticos con una migración del arco volcánico hacia el este, obteniéndose así los registros más jóvenes de volcanismo en las sierras de Córdoba y San Luis. Los complejos volcánicos de Pocho y El Morro, con edades de 4 Ma y 1.9 Ma, respectivamente son ejemplos de ello (Ramos et al., 2002) (Fig. 3.10). Diversos autores han propuesto que la migración de la deformación ha sido propagada de oeste a este durante los últimos 10 Ma (Kay et al., 1987; Malizia et al., 1995; Ramos et al., 2002), en coincidencia con la subducción principalmente en sentido oeste-este de la dorsal asísmica de Juan Fernández (Yáñez et al., 2001).

La deformación dentro del continente es otra observación significativa con evidencia de la misma a una distancia horizontal mayor a 800 km desde el margen actual en convergencia. Diversos estudios en sectores de Cordillera Principal de Chile demuestran la ubicación del arco magmático en esta región hacia los ~22-20 Ma; posteriormente hacia los 15 a 16 Ma se habrían producido zonas de fajas plegadas y corridas de piel gruesa dentro del continente, como la del Aconcagua y de La Ramada, evidenciando una migración del frente orogénico (Ramos y Alemán, 2000). A fines del Mioceno la deformación habría migrado aún más hacia el este, generando la deformación de Cordillera Frontal, la cual comprende principalmente depósitos neopaleozoicos que se asientan mediante discordancia angular sobre un basamento de edad proterozoica media (Ramos et al., 1996). La actividad volcánica se expande hacia la Precordillera en el Mioceno medio a superior, hasta finalmente alcanzar las Sierras Pampeanas (Kay y Mpodozis 2002).

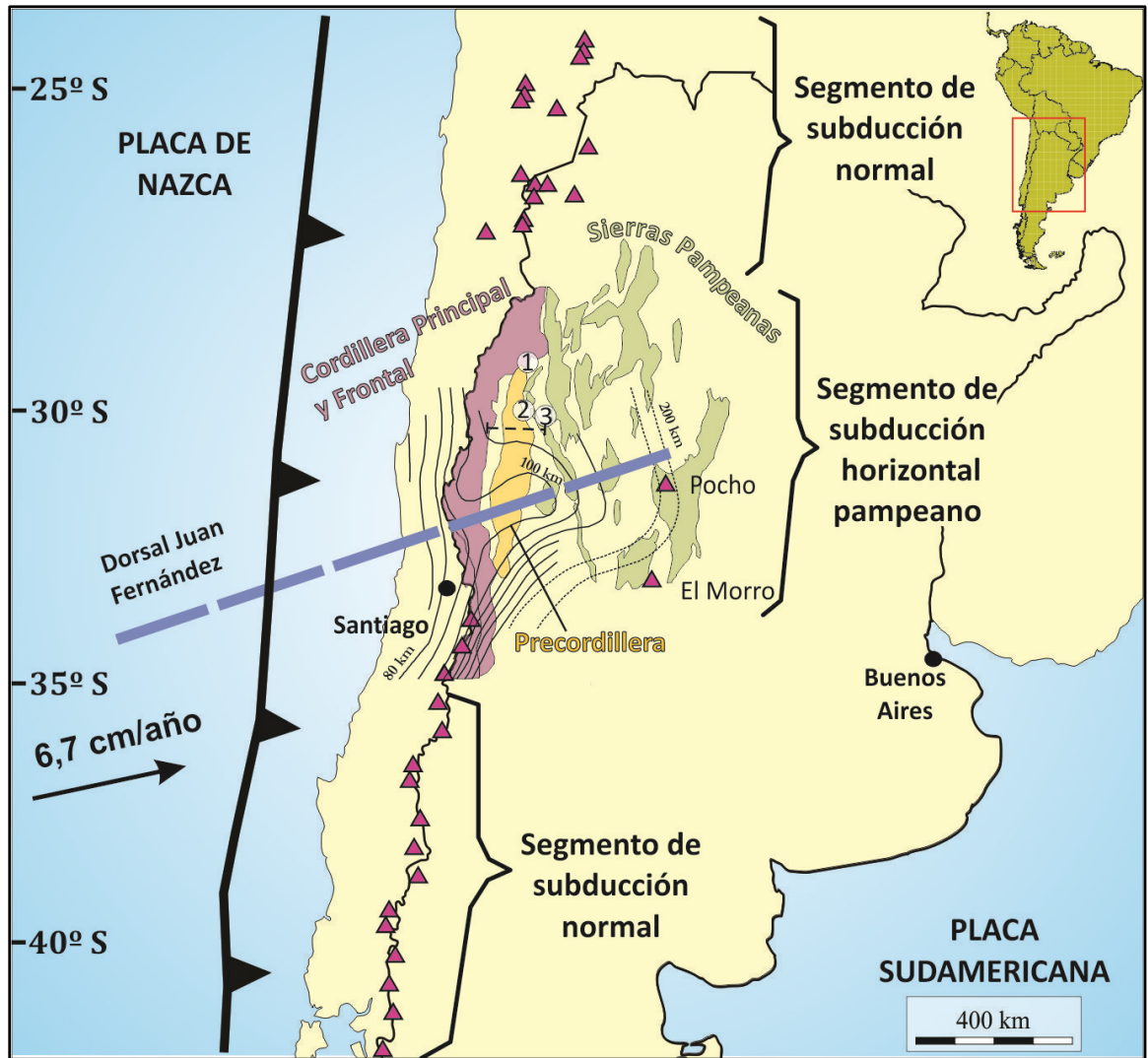


Figura 3.10. Unidades morfoestructurales dentro del segmento de subducción horizontal pampeano, en la región centro-oeste de Sudamérica (Ramos, 2009). Los contornos sólidos denotan la morfología del contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana (Cahill e Isacks, 1992; Anderson et al., 2007). Los triángulos corresponden a los centros volcánicos cuaternarios (Kay y Mpodozis, 2002). La línea entrecortada azul se corresponde con la proyección de la dorsal asísmica de Juan Fernández bajo Sudamérica. También se muestra la convergencia entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamericana según Vigny et al. (2009). Los números 1, 2 y 3 indican los sectores de Las Juntas, Huaco y Campo de Talampaya, respectivamente. La línea horizontal de trazos negra a los $\sim 30^\circ$ S corresponde al perfil A-A de la figura 3.11.

La deformación andina en la provincia geológica de Precordillera ha sido estudiada por diversos autores, quienes la han dividido en tres sectores en base a su estilo de deformación. Precordillera Occidental y Central, se presentan como una faja plegada y corrida de piel fina, mientras que Precordillera Oriental, debido a su vergencia hacia el oeste coincidente con Sierras Pampeanas, se caracterizó como una faja plegada y corrida de piel gruesa, que

mantiene particularidades de piel fina (Stappenbeck y Richard, 1910; Keydel 1910; Ortiz y Zambrano, 1981; Jordan et al., 1993; Zapata y Allmendinger 1996; Ramos et al., 2002). Sin embargo al basamento de Precordillera se lo conoce de forma indirecta, a través de dataciones U-Pb en xenolitos grenvilianos de rocas cristalinas y metamórficas en rocas volcánicas miocenas (Kay et al., 1996). Recientes dataciones termocronológicas de baja temperatura, (U-Th-Sm)/He y trazas de fisión, ambas en apatitas, realizadas por Fosdick et al. (2015) a la latitud de $\sim 30^\circ$ S permitieron confirmar la migración hacia el este del frente de exhumación y deformación comprendido entre 18 Ma y 2 Ma (Fig. 3.11). Estos autores destacaron además que las áreas con mayor denudación se corresponden con sectores de fallamiento recientes, las cuales se evidencian por actividad neotectónica (Plioceno-Cuaternario). Las mismas se concentran principalmente sobre el borde occidental y oriental de la Precordillera, en las zonas del valle de Iglesia y la cuenca del Bermejo, respectivamente (Fig. 3.11).

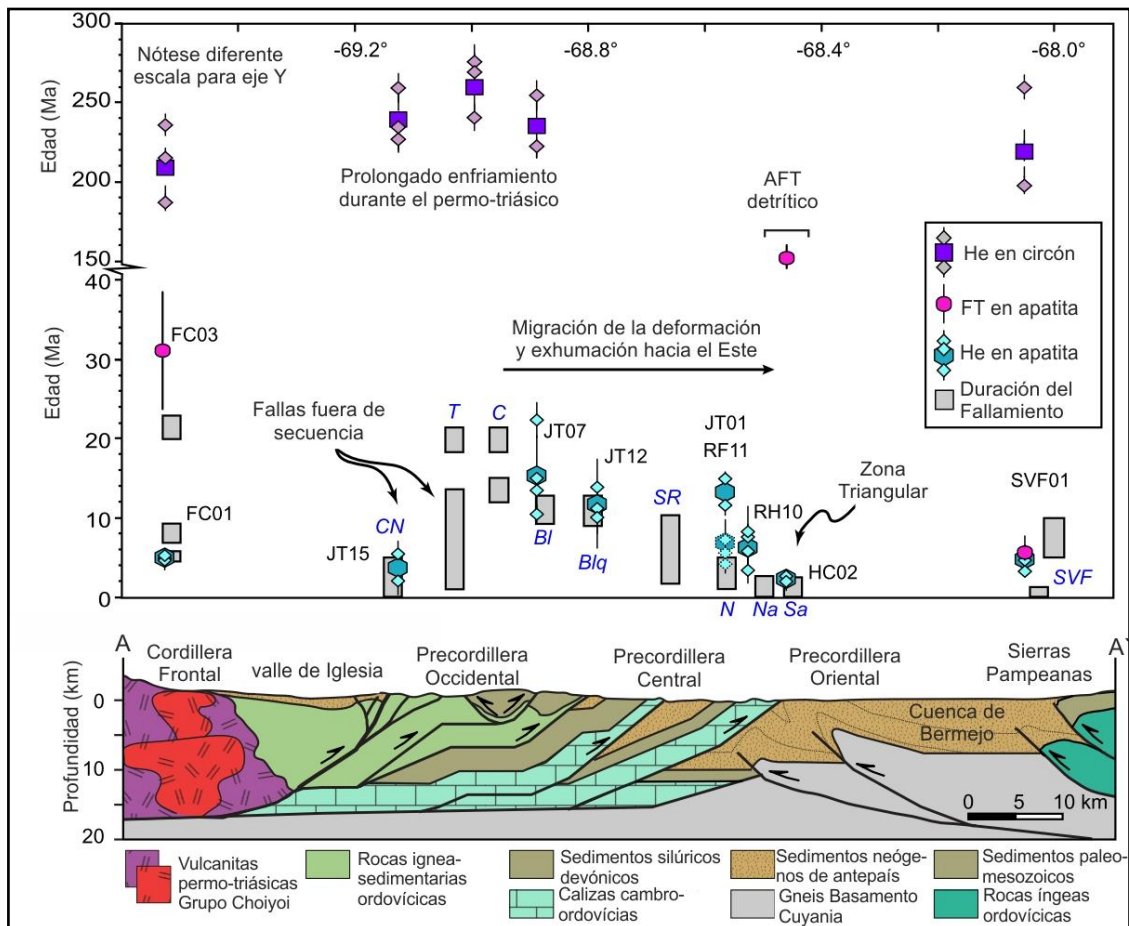


Figura 3.11. Esquema que muestra las edades termocronológicas obtenidas a lo largo de una transecta a 30° S, entre Cordillera Frontal y Sierras Pampeanas Occidentales. Los triángulos representan las edades AHe y ZHe para granos individuales, mientras que las edades medias ponderadas se muestran en hexágonos para apatitas y en cuadrados para circones. Las trazas de fisión en apatitas se exhiben en círculos rosados. Los rectángulos

grises representan rango de edades de actividad de fajas basadas en Jordan et al. (2001) y Allmendinger y Judge (2014) (modificado de Fosdick et al., 2015).

La datación de U-Pb en circones detríticos realizados por Fosdick et al. (2015), en estratos de la base de la cuenca exhumada de Bermejo, permitieron delimitar con gran detalle las áreas que sirvieron de aporte a esta cuenca de antepaís. De este modo, documentaron sedimentos provenientes de Cordillera Principal, Cordillera Frontal y probablemente de la Cordillera de la Costa entre 16-14 Ma. Posteriormente, registraron un cambio de las áreas de aporte, ubicando las zonas elevadas hacia el este de la Precordillera, entre los 12,4 a 9,6 Ma. Para los 9,6 Ma la Precordillera era ya la principal zona de aporte a la cuenca de Bermejo y esta característica persistió hasta el Plioceno. Dataciones termocronológicas (U-Th-Sm)/He en apatitas detríticas de la cuenca exhumada de Bermejo, registraron un período de tiempo entre 2-6 millones de años entre la depositación de los sedimentos cenozoicos y su posterior exhumación. Estos datos son concordantes con aquellos obtenidos por Reynolds et al. (1990), en el sector de Las Juntas, ubicado al norte de la Precordillera de La Rioja y por Johnson et al. (1986), en el área de las sierras de Huaco, sobre el extremo este de Precordillera Oriental en San Juan (Fig. 3.12).

La migración de la deformación hacia el este de Precordillera dio lugar al levantamiento de las Sierras Pampeanas, dando lugar a la fragmentación de la cuenca de antepaís en ese momento. Estudios sedimentológicos de detalle registraron una interrupción y consecuente exhumación de sedimentos neógenos hacia los ~5 Ma para la parte más distal de la cuenca de Bermejo, en Campo de Talampaya dentro de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Malizia et al., 1995, Fig. 3.12).

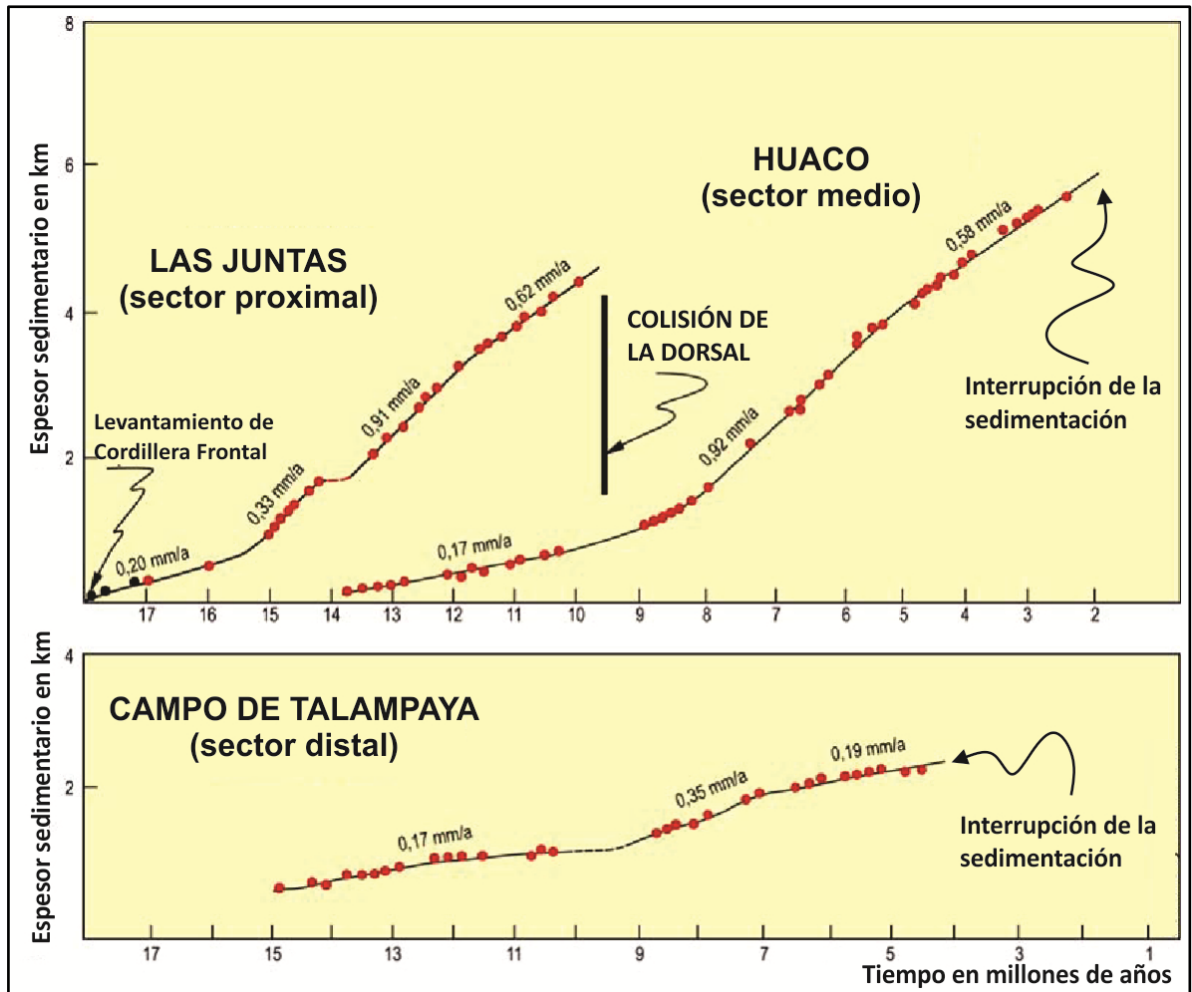


Figura 3.12. Tasas de subsidencias en los sectores proximal, medio y distal de la cuenca de antepaís fragmentada de Bermejo, con indicación del comienzo de la subducción horizontal a esas latitudes (modificado de Ramos y Folguera 2009, con datos de Reynolds et al., 1990, Johnson et al., 1986 y Malizia et al., 1995).

La estructura de las Sierras Pampeanas ha sido caracterizada magistralmente por González Bonorino (1950), considerándolas como un sistema de montañas en bloque, limitadas por fallas inversas. Estas fallas que se horizontalizarían en profundidad al encontrar transiciones frágil-dúctil dentro de la corteza han sido interpretadas como reactivación de anteriores fallas extensionales triásicas y cretácicas algunas veces de tamaños mayores (Jordan y Allmendinger, 1986; Introcaso et al., 1992; Ramos et al., 2002) y con asociación a cuencas de *rift* (Uliana et al., 1989; Rossello y Mozetic, 1999). Algunos estudios han propuesto que estas fallas extensionales principales fueron generadas por la reactivación de las suturas entre los diversos terrenos acrecionados, resultando en la formación de *rift* continentales, usualmente con una geometría de *hemi-graben* y con la deformación

ocurriendo en el bloque superior (Ramos, 1994; Ramos et al., 2002). Resultados sismológicos recientes han demostrado algunos niveles de debilidad a nivel de corteza media en la región de la sierra de Valle Fértil (Gallardo, 2011; Ammirati et al., 2015; Ahumada et al., 2017). Por este motivo, la falla Valle Fértil y las cuencas triásicas de Ischigualasto y Marayes relacionadas, podrían estar acomodando la deformación reciente (Criado Roque et al., 1981; Aceñolaza y Toselli, 1988; Ramos et al., 2002).

3.3 Marco geofísico

Las Sierras Pampeanas Occidentales representan a una de las regiones sísmicas más activas de Argentina, generando terremotos devastadores con foco en la corteza. Estos eventos han causado muertes y consecuencias económicas severas en la historia argentina (INPRES, 2018). El terremoto de mayor magnitud registrado instrumentalmente corresponde al terremoto de Caucete, San Juan del 23 de noviembre de 1977 con epicentro en el borde oriental de la sierra de Pie de Palo. Este evento tuvo una magnitud M_w 7,5 ocurriendo a más de 60 km al este de la ciudad de San Juan causando gran destrucción en viviendas y edificaciones y provocando 63 muertes (INPRES, 2018). El modelado de ondas telesísmicas de este gran terremoto reveló que su fuente sísmica se compuso de dos eventos, afectando múltiples fallas y diversos bloques de basamento. Estos dos sismos ocurrieron con un premonitor de M_w 7,1 localizado en el noreste de la sierra de Pie de Palo y 20,8 segundos más tarde, el sismo principal M_w 7,4 con epicentro a una distancia horizontal desde el epicentro del premonitor de ~65 km (Kadinsky-Cade, 1985; Langer y Hartzell, 1996). En consecuencia, esta gran liberación de energía sostenida en un tiempo más largo que lo normal produjo daños y fenómenos de licuefacción de suelos. El estudio de las réplicas (Kadinsky-Cade et al., 1985; Langer y Bollinger, 1988) durante 11 días comenzando el 2 de diciembre de 1977, mostró la deformación cosísmica asociada la cual se propagó a través una extensa área que abarcó también a la sierra de la Huerta, extremo sur de la sierra de Valle Fértil (Fig. 3.13). Varios autores realizaron estimaciones del desplazamiento luego del terremoto utilizando datos de nivelación, determinando que la deformación no sólo se concentró en la sierra de Pie de Palo sino también, en la sierra de La Huerta. Ésta última acomodó un desplazamiento de 0,5m en una falla de alto ángulo con buzamiento hacia el este de ~65°.

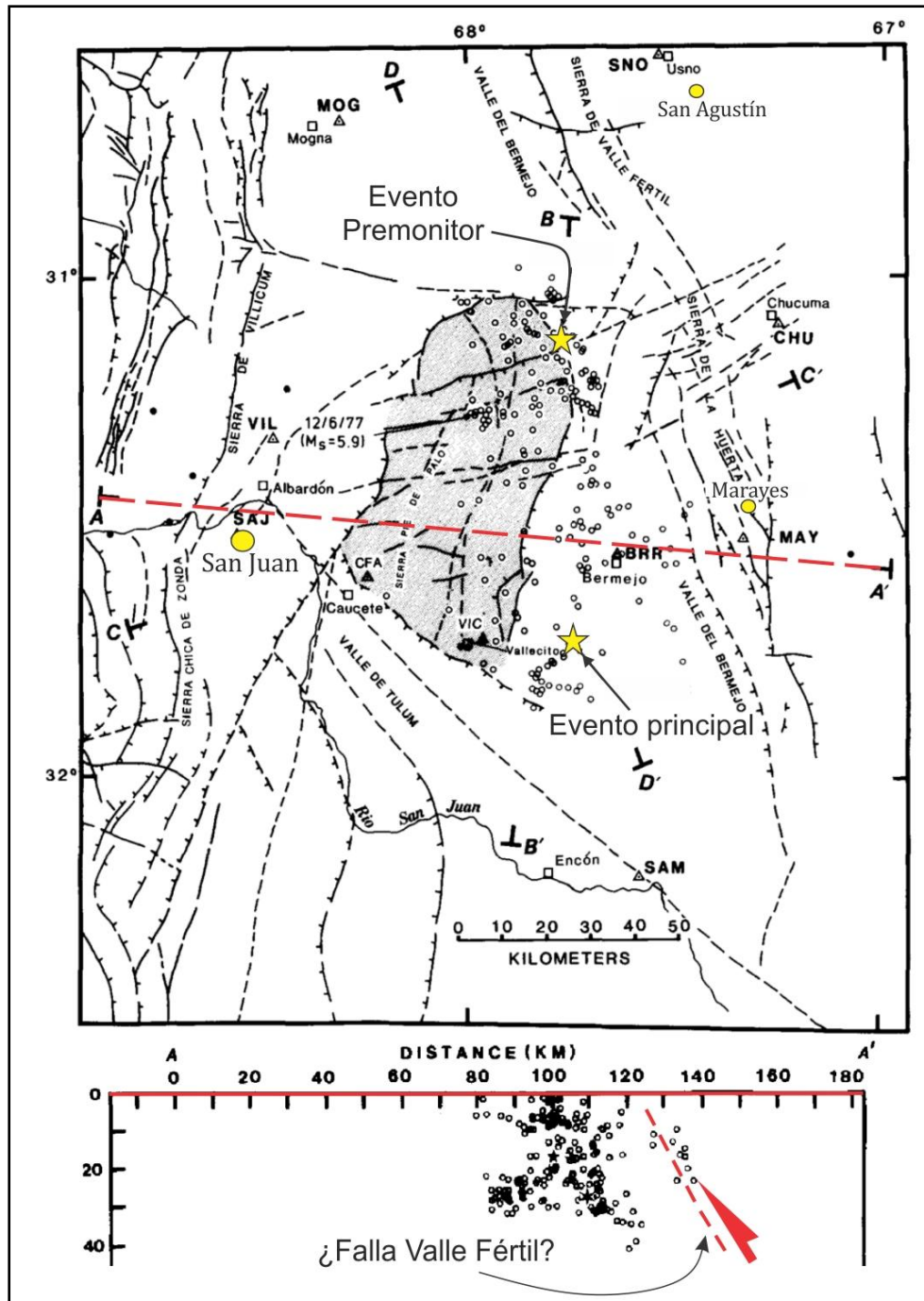


Figura 3.13. Estudios de réplicas posteriores al terremoto M_w 7,5 de Caucete en 1977. Obsérvese la migración de las réplicas hacia el este, reactivando a la falla Valle Fértil (modificado de Langer y Bollinger, 1988).

El análisis de los datos de los diversos experimentos sismológicos llevados a cabo en la región centro oeste de Argentina constituye un avance fundamental en el conocimiento de la estructura de la corteza y manto superior plasmado en numerosas tesis de grado y posgrado de la FCEFN de la UNSJ e internacionales, así como en publicaciones científicas. Esos

productos han permitido visualizar imágenes detalladas de la litósfera del segmento de subducción horizontal, su composición y algunas de sus discontinuidades intracorticales (ejemplo: Gilbert et al., 2006; Gans et al., 2011). Las investigaciones destacan la interacción entre la placa Sudamericana y la losa oceánica subducida (Alvarado et al., 2005; Anderson et al., 2007) en buena correlación con estudios magnéticos de detalle en la zona identificando el efecto de la dorsal de Juan Fernández en subducción bajo San Juan y La Rioja (Yañez et al., 2001). Sin embargo, el estudio de la sismicidad cortical a escala local en la Sierra de Valle Fértil y su relación con estructuras aflorantes ha sido escaso. Trabajos de Alvarado et al. (2009), Perarnau et al. (2010), Ammirati et al. (2015) y Monsalvo et al. (2014) han caracterizado la corteza superior de la región de Precordillera y la Sierra de Pie de Palo, delimitando en profundidad las estructuras activas sismogénicas que afectan a estas unidades morfoestructurales. Esos estudios revelaron discontinuidades a ~13 y ~28 km y una corteza sobreengrosada de ~50 km, que varía a espesores menores (~41km) hacia el este de la sierra de Valle Fértil. Tales valores de espesor de corteza son esperables para elevaciones comparables a las de la Cordillera Principal. Lince et al. (2008) llevaron a cabo estudios gravimétricos sobre anomalías de Bouger para el valle del Bermejo y la sierra de Valle Fértil, sobre la base de modelos estructurales previos propuestos por Rosello et al. (1996). Esos estudios mencionan una estructura en flor para una zona de despegue localizada a una profundidad de ~22 km. En su interpretación, esa estructura heredada de procesos de *rifting* para el Triásico sería luego reactivada por la compresión andina (Ramos y Folguera, 2009).

La sismicidad moderna alrededor de la sierra de Valle Fértil y otras Sierras Pampeanas Occidentales ha sido estudiada por Venerdini et al. (2016), específicamente para la región comprendida entre 30°–32,5° S y 67°–68,5° O. Investigaciones de la estructura utilizando ondas P y ondas S de sismos en esa región ha permitido establecer un modelo de corteza continental para las Sierras Pampeanas Occidentales de la provincia de San Juan con marcadas discontinuidades en las velocidades sísmicas a profundidades de corteza media-superior a 13 y 27 km de profundidad muy probablemente relacionados con superficies de desacople de fallamientos mayores. Otro nivel menos notorio de cambio en las velocidades de ondas P y S aparece a una profundidad de 36 km marcando el inicio de una zona de la corteza inferior relacionada con una zona de engrosamiento, asísmica y de composición parcialmente eclogitizada; esta zona se extiende hasta una profundidad de 47 km donde comienza la discontinuidad de Mohorovičić (Fig. 3.14).

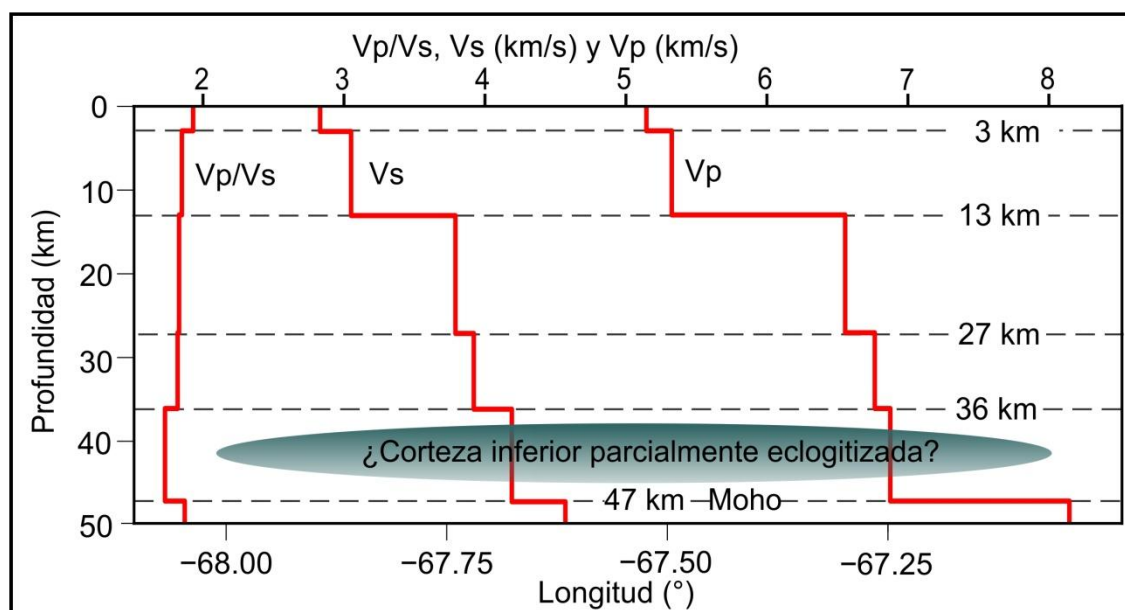


Figura 3.14. Modelo cortical de estructura de velocidades sísmicas para la región de las Sierras Pampeanas Occidentales de la provincia de San Juan (modificado de Venerdini et al., 2016).

Uno de los aspectos notables del patrón de sismicidad entre 30° y 31,5° S es la ausencia de la misma bajo el valle de Bermejo al norte de la sierra de Pie de Palo y entre los cordones montañosos de la Precordillera y la sierra de Valle Fértil. Sin embargo las estructuras que se activan por debajo de estos cordones montañosos estarían relacionadas por debajo del valle del Bermejo. Estudios de Zapata y Allmendinger (1996) y Zapata (1998) han caracterizado la estructura de subsuelo en este sector (Fig. 3.15) a partir de un análisis de líneas de reflexión sísmica profunda cuya adquisición realizó YPF entre 1970 y 1980. Estas investigaciones han permitido visualizar la geometría de la corteza en la zona del frente de corrimiento andino de Precordillera, como así también su cuenca de antepaís asociada, a la latitud de los 30° S. Así, la estructura cortical que presenta el basamento por debajo de la cuenca de Bermejo ha sido reconstruida a partir de una correlación extendida. Esta técnica les permitió llegar a profundidades mayores que aquellas obtenidas con anterioridad, incluyendo el límite corteza-manto o discontinuidad de Mohorovičić que anticiparon a una profundidad de 50 km, aproximadamente. Su interpretación de datos de líneas sísmicas de YPF, mediante la realización de diferentes secciones (Fig. 3.16), mostró el basamento bajo el valle de Bermejo a una profundidad variable entre 10 y 13 km, altamente fracturado y con una fábrica caracterizada por un rumbo general noreste, con buzamiento hacia el sureste entre 30° y 60° (Fig. 3.17). Debido a que ninguna perforación pudo llegar hasta estas profundidades, por sus

características, este basamento observado en la sismica, ha sido correlacionado con las estructuras pertenecientes a la sierra de Pie de Palo, y se le atribuyen las mismas rocas bajo la sierra de Pie de Palo como basamento de la cuenca de Bermejo. Según los autores mencionados las estructuras andinas que afectan al basamento bajo la cuenca del Bermejo entre ~13 y 20 km actuarían como zona de despegue para la Precordillera Oriental (Fig. 3.16).

Cabe destacar además los estudios pioneros en base a sismica de reflexión profunda de Snyder et al. (1990) y Cominguez y Ramos (1991), quienes realizaron perfiles estructurales hacia sur de la sierra de Pie de Palo a los ~31,5° S y en el límite Precordillera-Sierras Pampeanas a los ~32° S, respectivamente. Los datos obtenidos por estos autores permitieron visualizar no sólo el espesor de los sedimentos cenozoicos en los sectores sur y suroeste de la cuenca de Bermejo, sino que además revelaron el espesor de la corteza sobre-engrosado con respecto a una corteza normal (~41 km de espesor según Christensen y Mooney, 1995) por debajo de esta región.

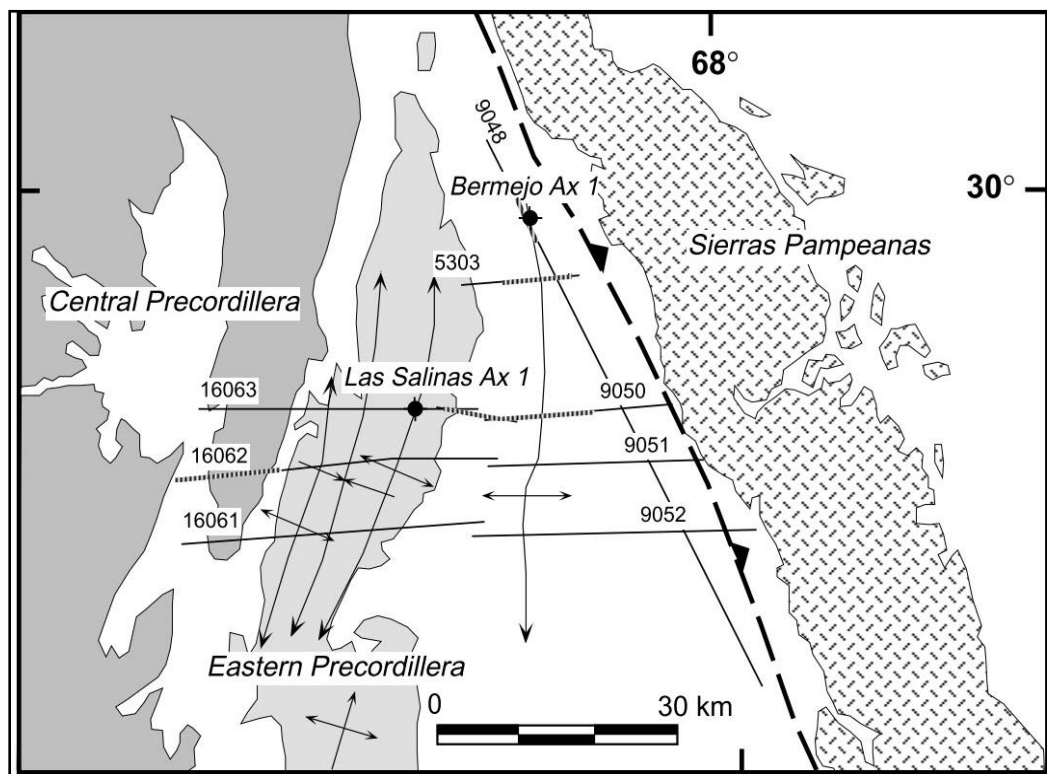


Figura. 3.15. Realización de líneas sísmicas en el sector norte del valle de Bermejo, por parte de la empresa YPF S.A. que han servido de base a los estudios de Zapata y Allmendinger, 1996.

Específicamente, el estudio de líneas sísmicas identifica a la región del valle de Bermejo como una zona triangular de piel gruesa (*thick-skinned triangle zone*), donde la deformación de estructuras que afectan a Precordillera Oriental involucraría basamento grenvilliano (Zapata y Allmendinger, 1996). Una serie de perfiles balanceados a lo largo del sector norte del valle de Bermejo, entre la Precordillera y la sierra de Valle Fértil, indican que las estructuras de esta región producen un acortamiento promedio de 15 km durante la tectónica andina. Estos perfiles muestran también que el espesor de los sedimentos cenozoicos que conforman el valle de Bermejo disminuye hacia el sur. Cabe destacar además que las estructuras de fallamiento que afectan a Precordillera Oriental exhiben profundidades de despegue variables a lo largo del valle de Bermejo, localizándose un despegue basal alrededor de ~20 km a la latitud de 30° S, mientras que hacia el sur (~31° S) este mismo despegue se encontraría a ~15 km de profundidad (Fig. 3.17) lo cual es explorado nuevamente en esta tesis doctoral re-analizando información de líneas de sísmica de reflexión.

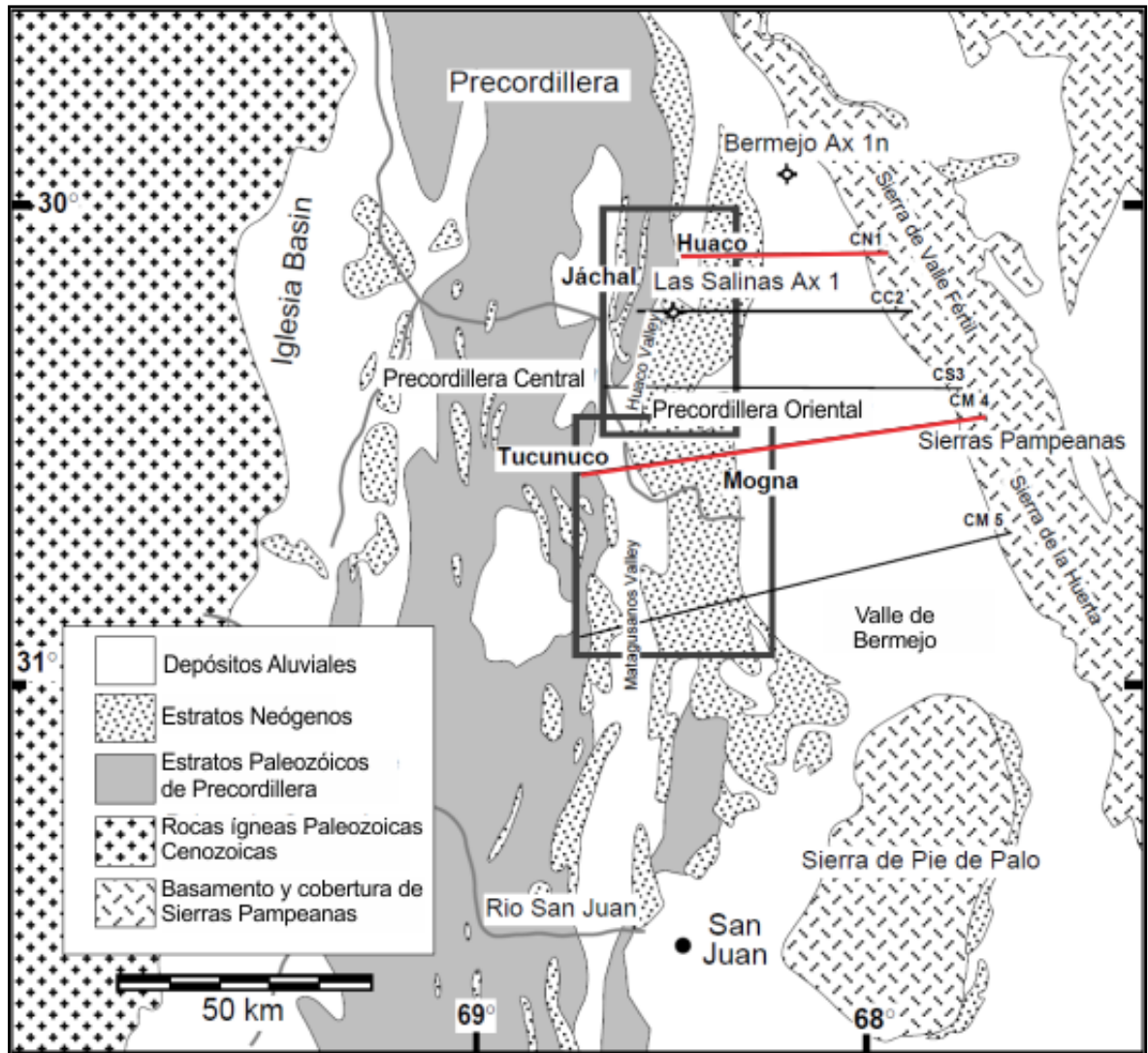


Figura 3.16. Localización de los perfiles CN1 y CM4 que se muestran interpretados en profundidad en la Figura 3.3.4 de acuerdo a información de líneas sísmicas por Zapata y Allmendinger (1996).

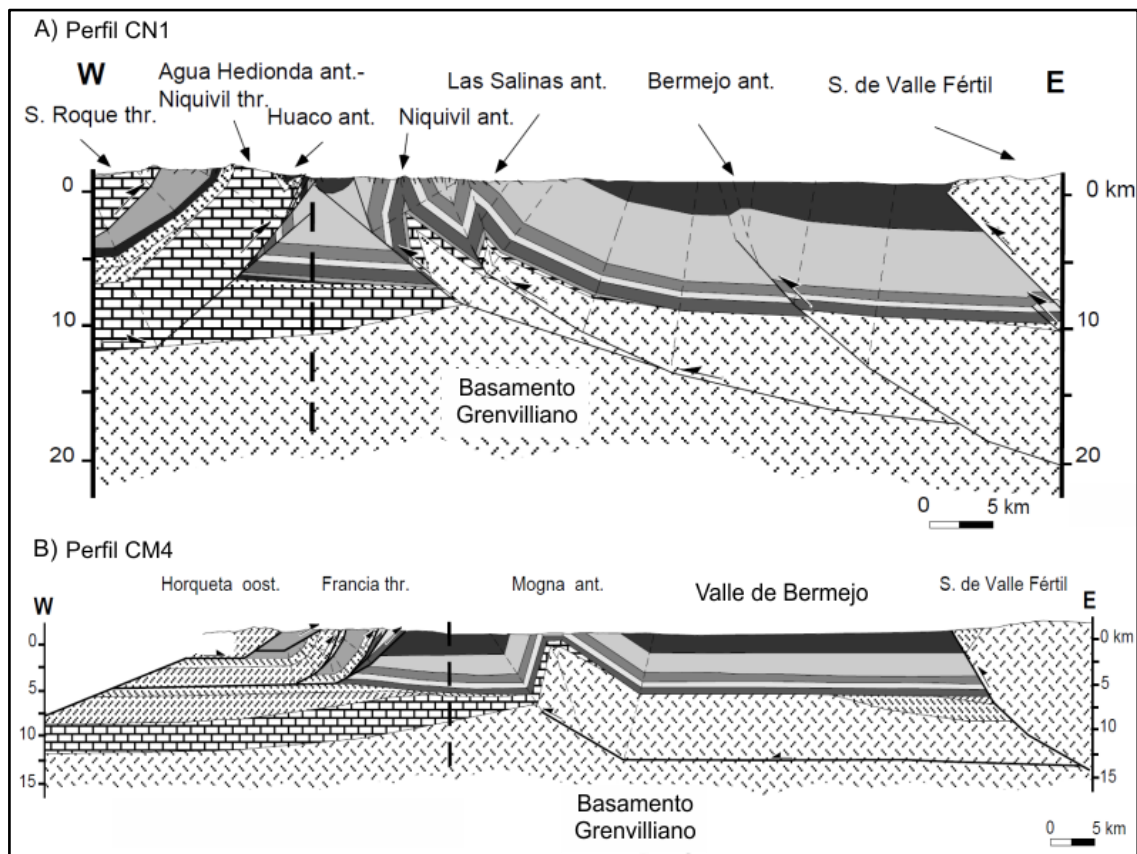


Figura 3.17. Perfiles estructurales balanceados realizados por Zapata y Allmendinger (1996) a partir de datos de reflexión sísmica. La localización de estos perfiles puede verse en la figura 3.16. El perfil CN1 se encuentra cercano a los $\sim 30^\circ$ S, mientras que el perfil CM4 se localiza a los $\sim 31^\circ$ S. Nótese la disminución de espesor de los sedimentos cenozoicos hacia el sur, así como también la somerización del despegue para Precordillera Oriental (modificado de Zapata y Allmendinger, 1996).

Una interpretación alternativa realizada sobre el análisis de las mismas líneas de reflexión sísmica en el valle de Bermejo y otras en diferentes sectores de la Precordillera indica que la Precordillera Oriental no involucraría al basamento grenviliano en su deformación y que más bien, se correspondería con una faja de piel fina (Constantini et al., 2015). De esta manera, esta interpretación propone un modelo de deformación diferente, donde la Precordillera Oriental sería levantada por una cuña de deformación, con su despegue ubicado en la sección basal del Cámbrico (Fig. 3.18). No obstante, mantiene el modelo de piel gruesa para aquellas estructuras que producen plegamiento en los depósitos neógenos del valle de Bermejo, atribuyendo edades modernas ($< 2,6$ Ma), con un despegue propuesto aproximadamente a 25 km de profundidad, aproximadamente.

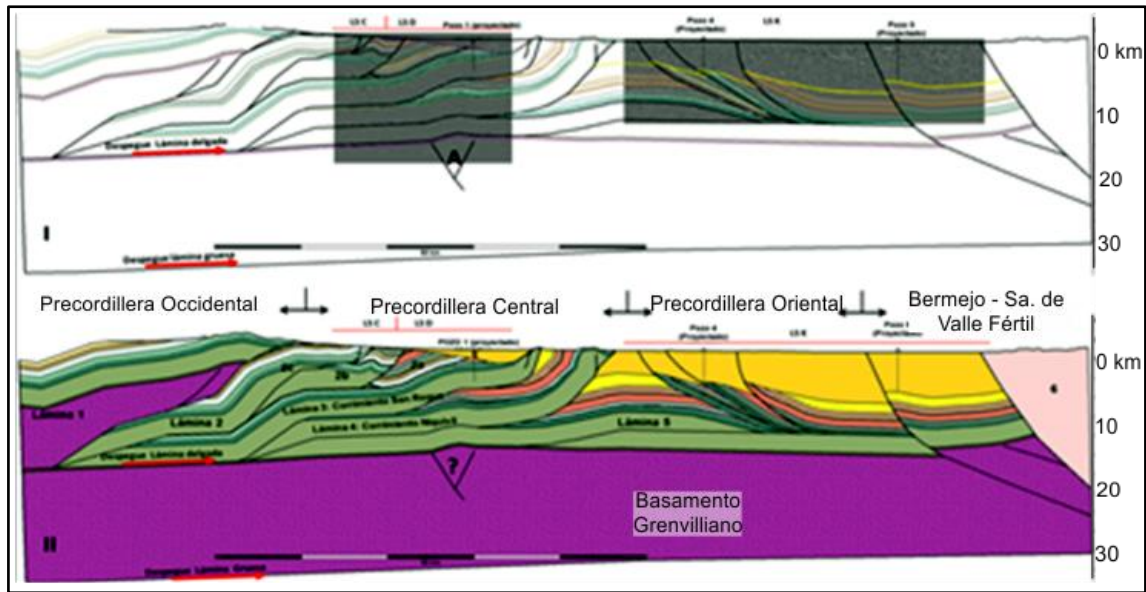


Figura 3.18. Modelo alternativo de piel fina para la Precordillera Oriental basado en interpretación de líneas sísmicas de reflexión y geología de superficie según Constantini et al. (2015).

Estudios de vectores de velocidad GPS en la región han mostrado un nítido decaimiento de los mismos de oeste a este cuando se atraviesa la falla Valle Fértil (Brooks et al., 2003). Allmendinger y Judge (2014) propusieron un acortamiento horizontal de alrededor de 86 km para los últimos 13 Ma, como así también un engrosamiento cortical para la región debajo de Precordillera a los $\sim 30^\circ\text{S}$. Asimismo, algunos análisis termocronológicos de baja temperatura indicaron una migración progresiva hacia el este del frente orogénico en los últimos 20 Ma para la región, con una actual concentración de la deformación entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas Occidentales (Fosdick et al., 2015; Ortiz et al., 2015).

Estudios recientes de imágenes de función del receptor en conjunto con datos gravimétricos llevados a cabo por Ammirati et al. (2018) exhiben lo que podría ser la prolongación de la falla Valle Fértil a profundidades de corteza inferior. Estos autores además proponen que esta estructura de primer orden a escala cortical estaría marcando el límite entre los terrenos de Cuyania y Pampia y su actividad provoca también un salto en la discontinuidad de Mohorovičić (Fig. 3.19).

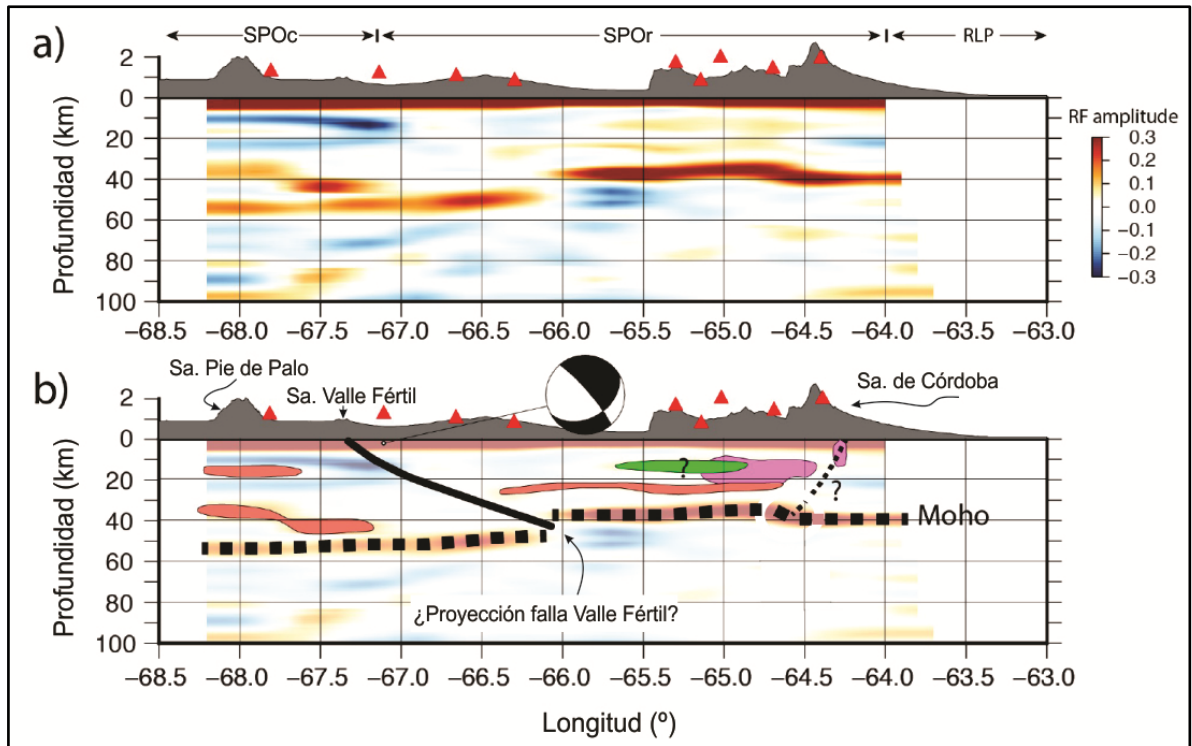


Figura 3.19. Imágenes de función del receptor (*receiver function*; RF) para una sección a los 31° S, entre las Sierras Pampeanas Occidentales (SPOc) de San Juan y las Sierras Pampeanas Orientales (SPOr) de Córdoba. Obsérvese el salto en la discontinuidad de Mohorovičić dentro del terreno Pampa, a la longitud de 66° S que puede continuarse hacia la superficie con la falla de Valle Fértil (modificado de Ammirati et al., 2018).

Capítulo 4. Patrones de exhumación y deformación activa en la sierra de Valle Fértil

La deformación de bloques de basamento a grandes distancias de la zona de subducción y de la zona de arco es una característica muy poco habitual en regiones de retroarco. Por este motivo, la presencia de cordones montañosos sísmicamente activos en la en la región de las Sierras Pampeanas ha sido objeto de diferentes experimentos geológicos-geofísicos que tratan de encontrar una explicación para tales levantamientos y los procesos posibles que producen esta deformación (Jordan et al., 1989). Los modelos que comparan escenarios geotectónicos actuales y pasados proponen que el principal mecanismo que posibilita la transferencia de esfuerzos, y por ende deformación, hacia el antepaís a grandes distancias desde la fosa oceánica es la subducción horizontal. No obstante, también intervienen otros factores asociados a la horizontalización de la losa oceánica, tales como la reactivación de heterogeneidades previas y el debilitamiento térmico de las estructuras debido a la migración del arco volcánico. Es importante mencionar que también existen estudios que proponen exhumaciones paleo-mesozoicas para la región de las Sierras Pampeanas, y que desde entonces las mismas se mantuvieron como un rasgo positivo del terreno, afectadas a tasas de erosión bajas (Rabassa et al., 2010).

Esta discrepancia en el tiempo de exhumación de los bloques pampeanos ha motivado la realización de estudios de termocronología de baja temperatura, como los que se presentan en este capítulo. El mismo se ha organizado presentando las actividades llevadas a cabo en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, hacia el norte de la sierra de Valle Fértil, como una primera etapa. Se hace notar que los resultados forman parte del trabajo Ortiz et al. (2015) y otros tres trabajos en congresos nacionales-internacionales. Luego en una segunda etapa se realizaron trabajos en la sierra de Valle Fértil, sector norte y centro de la región de estudio, incluyendo el análisis y modelado de edades (U-Th-Sm)/He (AHe) y trazas de fisión (AFT), ambas en apatitas. Finalmente se realiza un análisis conjunto de los resultados obtenidos y otros factores para evaluar los siguientes interrogantes:

- 1) ¿Cuál es el tiempo de exhumación de la sierra de Valle Fértil?
- 2) ¿Cómo es la deformación actual de este bloque pampeano?
- 3) ¿Presenta la sierra de Valle Fértil algún patrón de exhumación-deformación? Y si es así, ¿cómo es ese patrón?

4.1 Estrategia en la recolección de muestras termocronológicas

Con el objetivo de abordar los interrogantes enunciados anteriormente se llevó a cabo una estrategia de recolección de muestras para termocronología de baja temperatura. La misma consistió en la recolección de muestras de rocas a lo largo de secciones oeste-este, perpendiculares a la falla principal que afecta este bloque serrano. Este diseño de muestreo es utilizado por Lock y Willet (2008) en fajas plegadas y corridas, y el mismo ayuda a caracterizar la estructura de fallamiento que exhuma las rocas hacia la superficie e inferir patrones de exhumación (Figs. 4.1 y 4.2). En los modelos originados por estos autores, las edades termocronológicas reseteadas se encuentran justo por encima de la rampa formada por el plano de falla, que es donde ocurre la mayor exhumación de rocas. Mientras que en las zonas de plano-rampa y rampa-plano, la exhumación es menor y por ende se espera que las edades expuestas vayan incrementando.

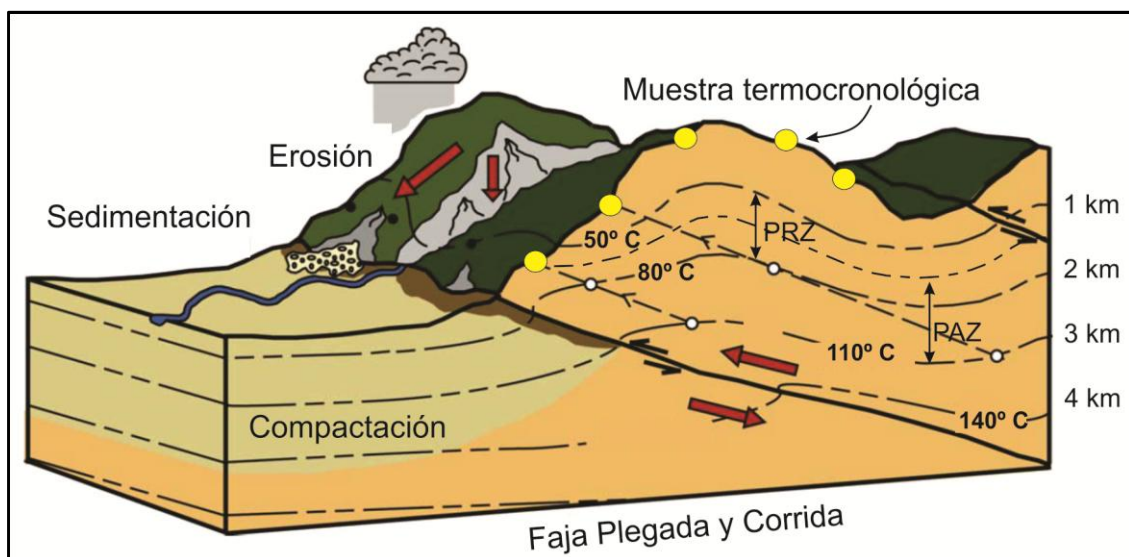


Figura 4.1. Esquema del camino recorrido por una muestra en su paso hacia la superficie, cuando ésta es exhumada por acción de una falla inversa. Además se muestran las diversas isothermas a las cuales estuvo expuesta la roca. Las zonas de retención parcial (PRZ) y de borrado parcial (PAZ) también se indican.

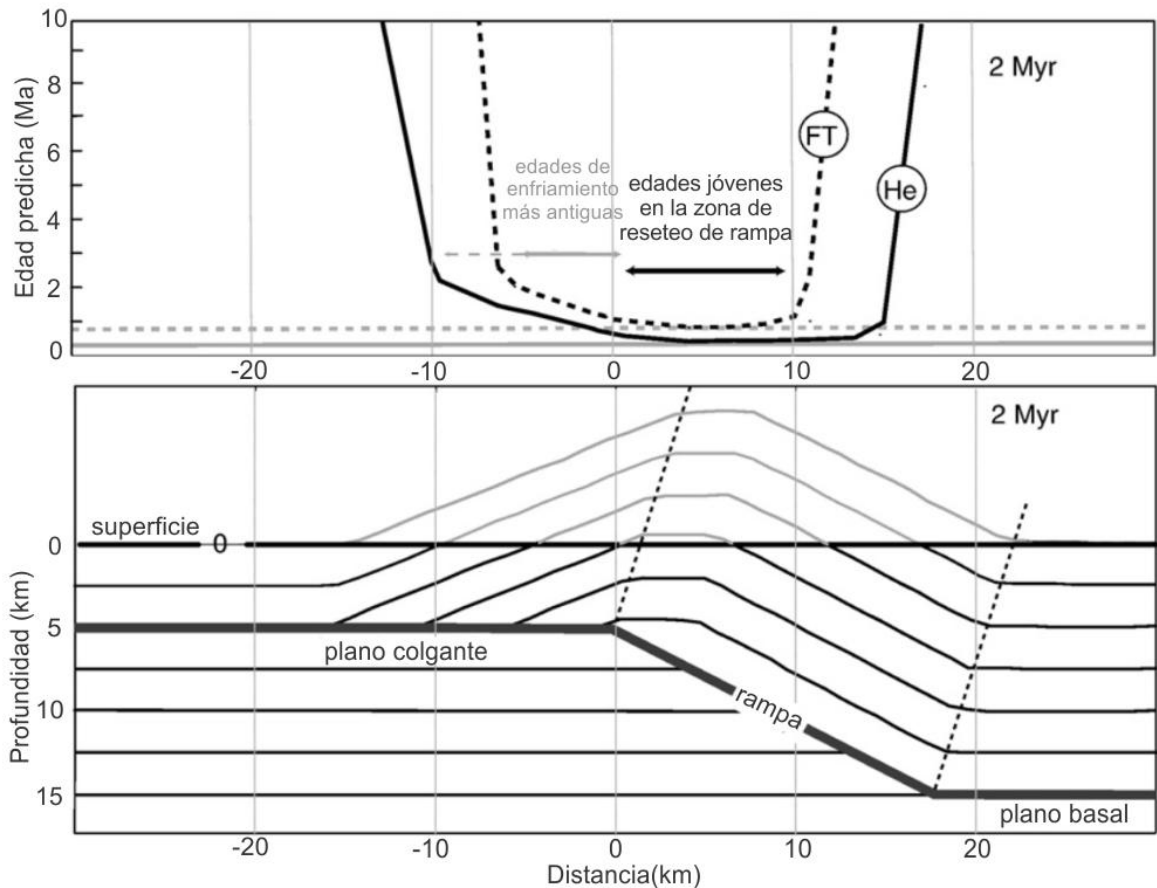


Figura 4.2. Esquema de los patrones de edades termocronológicas de baja temperatura generados para un modelo de pliegue de flexión de falla luego de dos Ma de fallamiento. Obsérvese cómo las edades (U-Th-Sm)/He en apatita (He) y de traza de fisión en apatita (FT) predichas son más jóvenes sobre la rampa de falla (modificado de Lock y Willet, 2008).

Siguiendo la metodología anteriormente descrita, se realizaron tres transectas a diferentes latitudes; una primera transecta en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión a los $\sim 30,15^\circ$ S (A-A'), una segunda transecta sobre el sector norte de la sierra de Valle Fértil, a los $\sim 30, 30^\circ$ S (B-B') y finalmente, una tercer transecta en la región central de esta serranía, a los $\sim 30, 80^\circ$ S (C-C') (Fig. 4.3). De este modo, con este diseño de muestreo se pretende evaluar la exhumación de la sierra de Valle Fértil a diferentes latitudes y tratar de caracterizar la geometría de la falla que exhuma dicho bloque serrano.

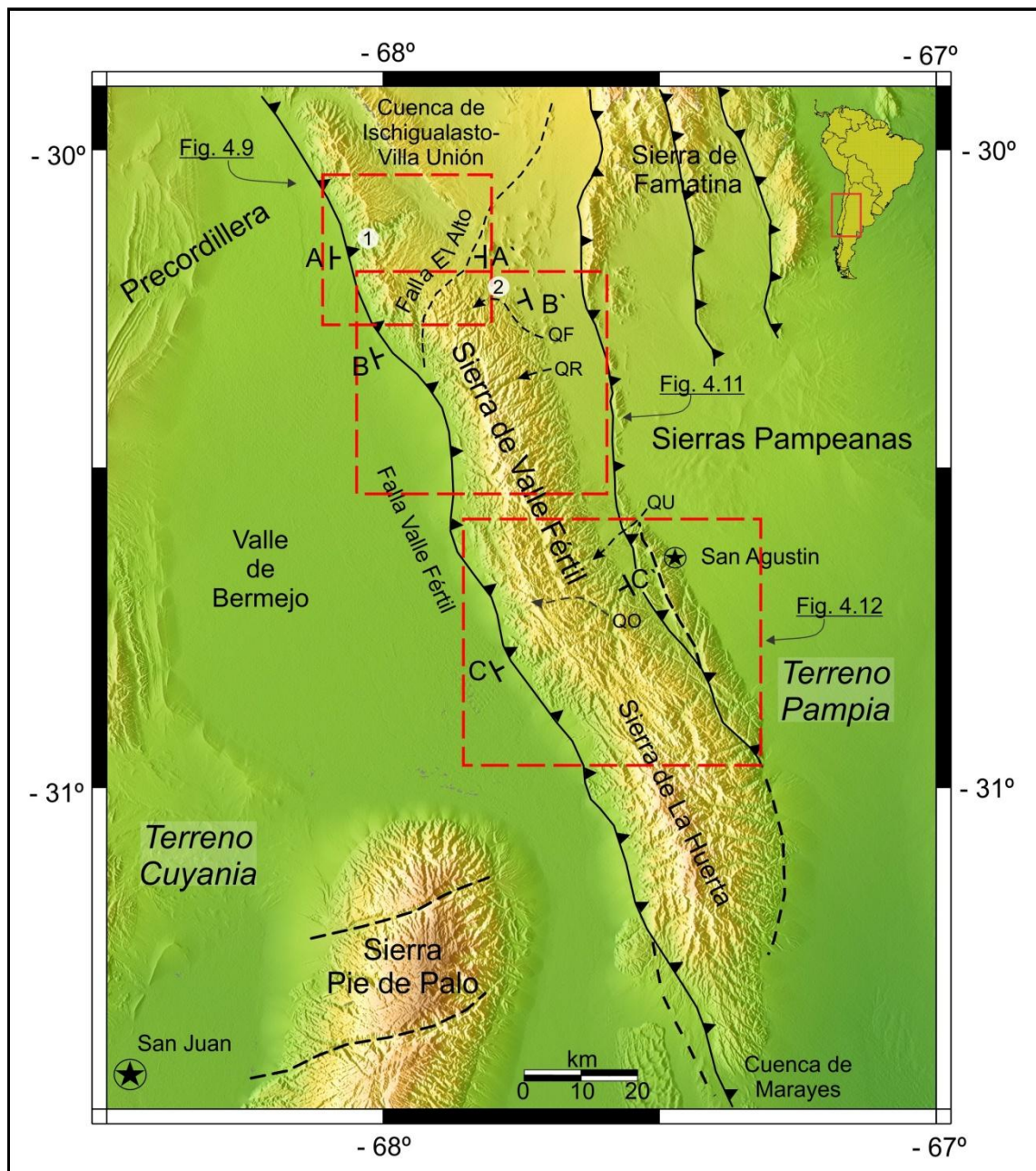


Figura 4.3. Elevación digital del terreno con las principales estructuras que afectan la región de las Sierras Pampeanas Occidentales de las provincias de San Juan y extremo sur de La Rioja. Los recuadros de líneas entrecortadas rojas indican las zonas donde se realizaron las transectas para muestreo termocronológico, mostrándose en este mapa su localización aproximada. Los números 1 y 2 corresponden a las ubicaciones de las figuras 4.4 y 4.6, respectivamente. Las siglas QF, QR, QU y QO hacen referencia a las quebradas Fría, del Retamo, Usno y Otarola, respectivamente.

Sobre el perfil A-A', hacia el sector norte de la sierra de Valle Fértil, se recolectaron muestras de rocas sedimentarias paleo-mesozoicas de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión (Fig. 4.4). En campañas de terreno posteriores se recolectaron muestras de rocas

pertenecientes al basamento de este cordón serrano; éstas corresponden al perfil B-B' y C-C' conteniendo muestras de rocas ígneas-metamórficas del Complejo Valle Fértil pertenecientes al Paleozoico inferior (Fig. 4.5).



Figura 4.4. Areniscas y lutitas carbonosas de la Formación Guandacol. Norte de la sierra de Valle Fértil, ver ubicación en figura 4.3.

La recolección de muestras en la sierra de Valle Fértil es, en su gran mayoría, de rocas ígneas-metamórficas del Complejo Valle Fértil y la misma pudo ser realizada gracias al acceso utilizando huellas mineras, desarrolladas en quebradas que llegan hasta canteras de pegmatitas. De este modo, para el perfil B-B' se procedió a muestrear e identificar a las muestras siguiendo el nombre de las quebradas, las cuales incluyen a la quebrada Fría (QF, Figs. 4.1.5 y 4.1.6) y quebrada del Retamo (QR). Además en este perfil se incluyen dos muestras sedimentarias de edad triásica, una de ellas recolectada en el borde sur de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y la otra sobre el borde occidental de la sierra de Valle Fértil.



Figura 4.5. Detalle de una tonalita comprendida dentro del Complejo Valle Fértil.



Figura 4.6. Vista al oeste de la quebrada Fría en el sector norte de la sierra de Valle Fértil.

Para el perfil C-C' se recolectaron muestras a lo largo de la Quebrada de Otarola, en la región central de la sierra de Valle Fértil, y se las identificó como VFC (Valle Fértil Centro,

Fig. 4.1.7). Además se agrega a este perfil una muestra recolectada de la Quebrada de Usno (QU).



Figura 4.7. Detalle de la muestra VFC-01, perteneciente al perfil C-C' (véase Fig. 4.3 para su localización), correspondiente a una diorita.

Un total de treinta y tres muestras fueron recolectadas en terreno; sin embargo, solamente algunas de ellas alcanzaron los criterios de calidad para su datación. Así por ejemplo, aquellas conteniendo apatitas con inclusiones fluidas o minerales, mala morfología y tamaño pequeño de los cristales, fueron excluidas. Cabe destacar que de la transecta A-A', sólo tres fueron capaces de ser datadas. De un análisis realizado sobre este perfil surge que el principal motivo para que las muestras no contuvieran cristales con buenas características se debió a la litología de las mismas. Esto es debido a que en rocas sedimentarias las apatitas se encuentran fragmentadas, con sus bordes redondeados y con sus caras desgastadas (Fig. 4.1.8), características relacionadas con el transporte ocurrido antes de su depositación final.

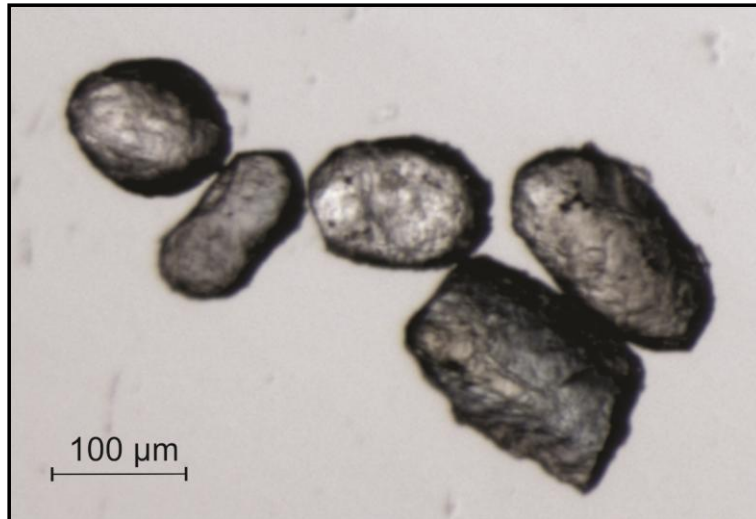


Figura 4.8. Foto de detalle de las apatitas seleccionadas para datación, correspondientes a una muestra de roca sedimentaria. Nótese los bordes redondeados y las marcas de abrasión en sus superficies.

4.2 Análisis para la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión

En esta primera etapa trece muestras de rocas sedimentarias de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión fueron recolectadas (Fig. 4.2.1). Tal cómo se indicó, sólo las muestras SVF-01, SVF-02 y SVF-11 alcanzaron los criterios para su datación mediante la técnica de (U-Th-Sm)/He en apatita. Las muestras SVF-01 y SVF-02 corresponden a areniscas fluvio-deltaicas carboníferas de la Formación Guandacol, mientras que la muestra SVF-11 pertenece a afloramientos de areniscas fluviales triásicas de la Formación Ischigualasto.

Las edades (U-Th-Sm)/He en apatita (AHe) obtenidas en este trabajo para las muestras del sector norte de la sierra de Valle Fértil fueron además analizados en un contexto de estudios termocronológicos previos, realizados por Fosdick et al. (2015). La muestra SVF-01 se halla ubicada más cercana a la falla Valle Fértil. La datación termocronológica se realizó en dos cristales de apatita por muestra. Así, la muestra SVF-02 arrojó edades AHe de $4,7 \pm 0,5$ Ma, mientras que la muestra SVF-11 presenta edades AHe de $2,2 \pm 0,4$ Ma. Los errores son expresados por dos desviaciones estándar (2σ) de las incertidumbres de las edades medias ponderadas. Debido a que estas muestras paleo-mesozoicas exhiben edades de exhumación durante el Plioceno se interpretan como totalmente reseteados.

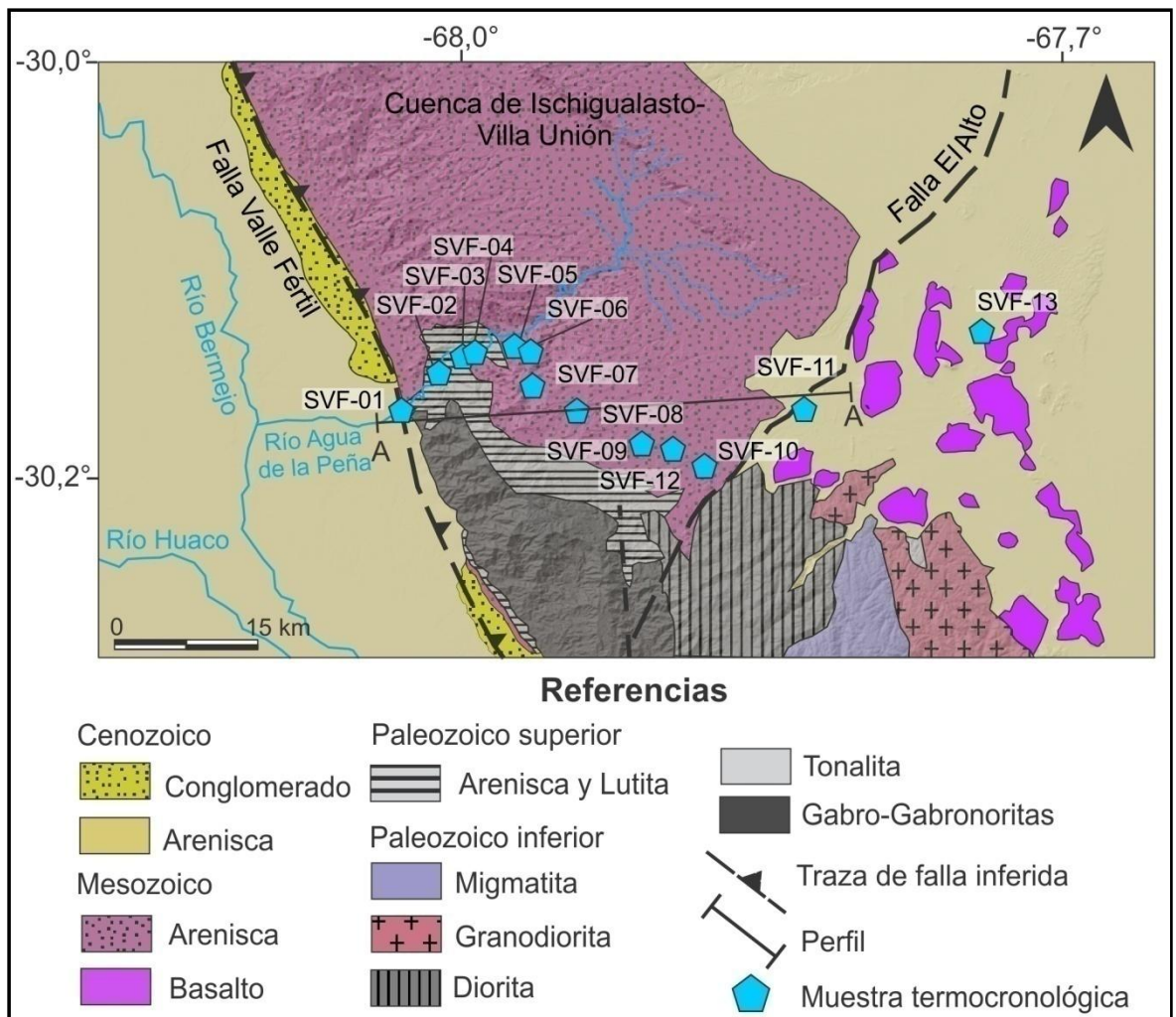


Figura 4.9. Mapa geológico esquemático de la región norte de la sierra de Valle Fértil y cuenca de Ischigualasto (modificado de Tibaldi et al., 2016 y Spalleti, 1999). Se detallan las unidades litológicas aflorantes, estructuras inferidas y las muestras recolectadas a lo largo de la transecta A-A' (Fig. 4.3).

Posteriormente, las edades AHe obtenidas fueron modeladas utilizando el método inverso con el *software* HeFTy (Ketcham, 2005). Los datos de entrada consistieron en dos edades (U-Th-Sm)/He por muestra, concentraciones de U, Th y Sm y tamaño de los cristales. Además se asumieron condiciones de tiempo y temperatura (t-T), basadas en observaciones de campo y estudios termocronológicos previos, los cuales se detallarán a continuación.

Así, el modelado para la muestra SVF-02 se realizó usando tres intervalos de t-T diferentes: uno más antiguo de 180-20 °C entre 350-250 Ma para constreñir el momento de depositación de la Formación Guandacol durante el Paleozoico superior; uno intermedio de 180-20 °C entre 250-100 Ma para precisar la deposición de sedimentos mesozoicos en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión; y finalmente uno más joven de 160-20 °C entre 100-0

Ma para visualizar el patrón proveniente de la orogenia andina. Para el caso de la muestra SVF-11 también se modeló en tres intervalos de t-T: uno más antiguo de 180-20 °C entre 260-200 Ma realizado para constreñir el momento de depositación de la Formación Ischigualasto; uno intermedio de 180-40 °C entre 200-60 Ma para obtener un patrón t-T proveniente de la depositación de los sedimentos mesozoicos en la región; y uno más joven de 160-20 °C entre 60-0 Ma que exhiba el momento de la exhumación final en superficie.

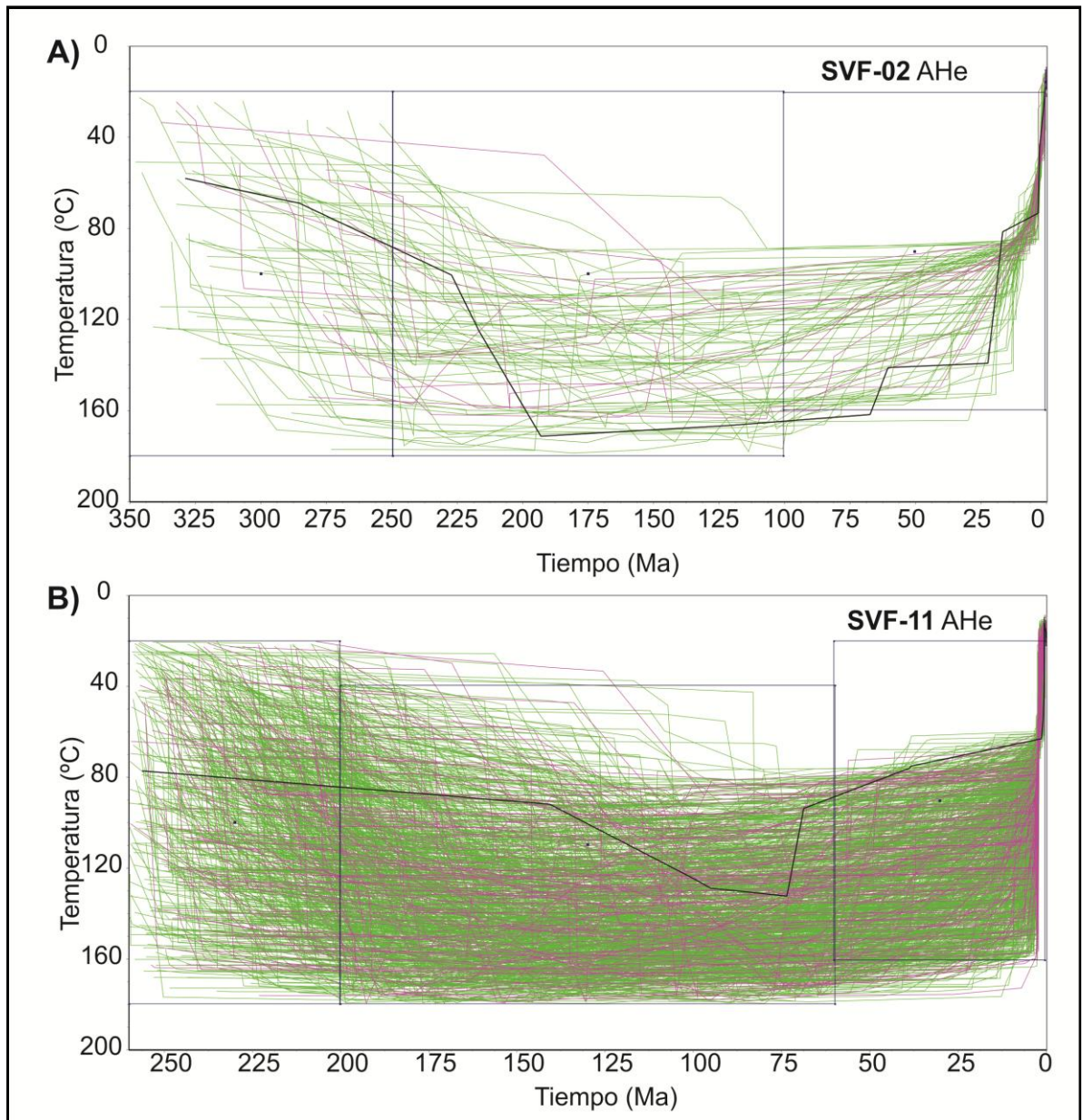


Figura 4.10. Modelado termo-cinemático obtenido para las muestras recolectas sobre el perfil A-A' (Figs. 4.2.1). A) La muestra SVF-02 presenta 100.000 trayectorias exploradas con la obtención de 13 buenas (magenta) y 67 aceptables (verde). B) La muestra SVF-11 presenta 50.000 trayectorias exploradas con la obtención de 125 buenas y 771 aceptables. En ambos modelos la línea de trazo continuo negra indica la trayectoria que mejor ajusta a los datos termocronológicos

A partir de los resultados obtenidos de los modelados de la historia térmica se observa que la muestra SVF-02 se caracteriza por presentar un calentamiento para el Paleozoico inferior-Mesozoico en concordancia con la depositación de sedimentos triásicos provenientes de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, seguido de un paulatino enfriamiento para gran parte del Cenozoico. Finalmente se observa un acelerado enfriamiento de la muestra a los ~5 Ma. Un patrón similar de enfriamiento para el Cretácico superior- Cenozoico se exhibe para la muestra SVF-11, sin embargo éste ocurriría a menores temperaturas. Esto último puede deberse a que su posición estratigráfica es más somera que la de la muestra SVF-02. Si bien ambas muestras presentan exhumaciones para el Plioceno, cabe aclarar que existe cierta incertidumbre por la falta de mayor información para la imposición de condiciones termocronológicas más acotadas.

El caso del modelado térmico para la muestra SVF-01 fue realizado utilizando en conjunto edades (U-Th-Sm)/He (AHe) y de trazas de fisión (AFT), ambas en apatita, y (U-Th-Sm)/He en circón (ZHe) (Fosdick et al., 2015). El patrón exhibido por estos autores para SVF-01 se asemeja a los obtenidos para SVF-02, presentando un enfriamiento durante el Mesozoico y un posterior enfriamiento a inicios del Cenozoico para culminar con un enfriamiento acelerado a los ~5 Ma.

Finalmente, tomando en cuenta un gradiente geotérmico de 20-30 °C/km, se propone que al menos 2-3 km de roca fueron removidos en la región de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión por acción de la falla Valle Fértil durante la orogenia andina.

4.3 Análisis para la sierra de Valle Fértil

En esta segunda etapa un total de 20 muestras de la sierra de Valle Fértil fueron recolectadas a lo largo de dos transectas B-B' y C-C' (Figuras 4.11 y 4.12). Todas las muestras fueron procesadas en los laboratorios de la Universidad de Arizona, EEUU donde finalmente se seleccionaron cristales de apatita para su datación mediante la técnica de (U-Th-Sm)/He y trazas de fisión (AFT). El análisis microscópico fue realizado para las 20 muestras; sin embargo debido a las restricciones de presupuesto sólo se seleccionaron 10 muestras para su datación.

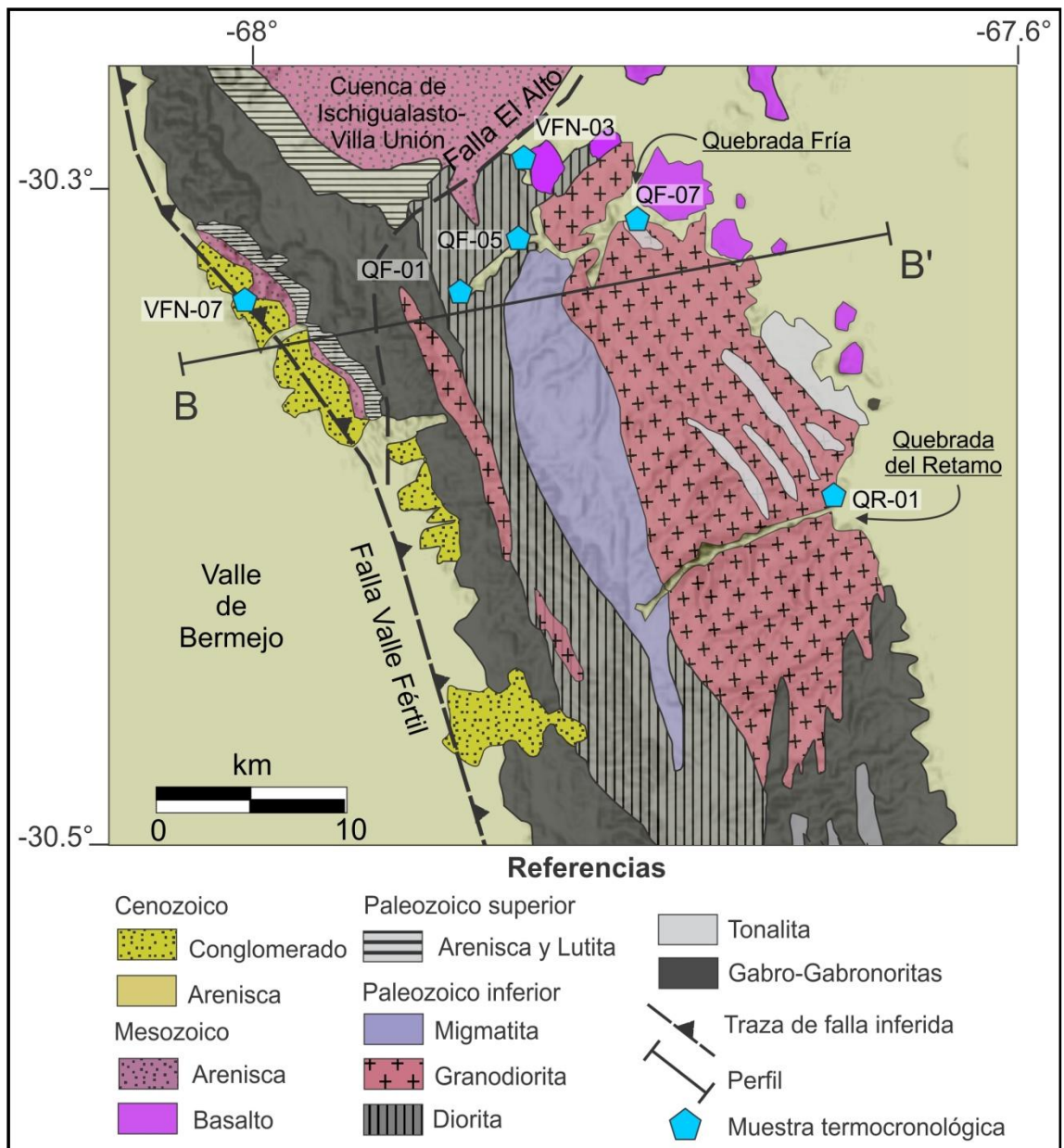


Figura 4.11. Mapa geológico esquemático de la región norte de la sierra de Valle Fértil. Se detallan las unidades litológicas aflorantes y las muestras recolectadas a lo largo de la transecta B-B' (modificado de Tibaldi et al., 2016) (Fig. 4.3).

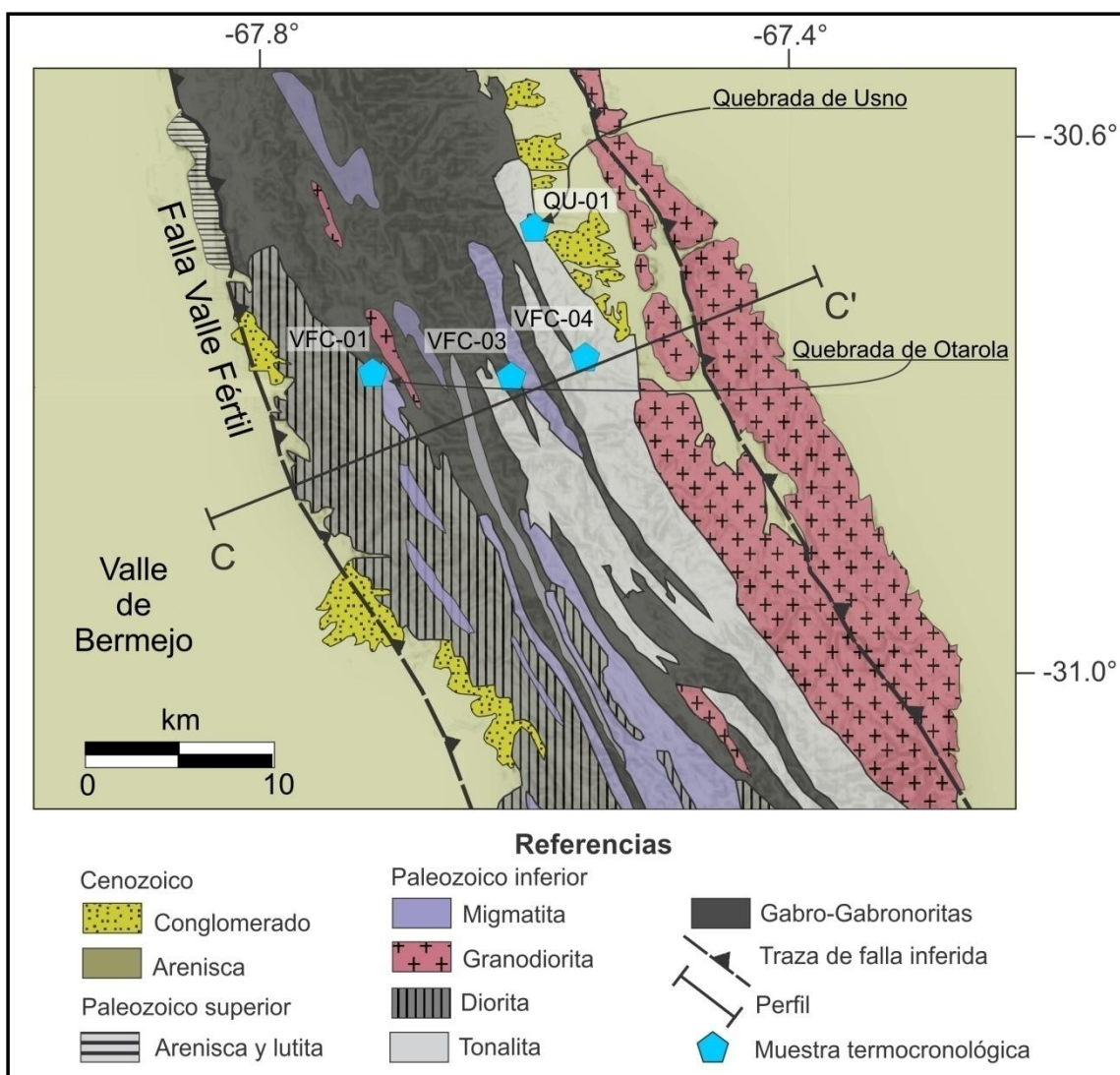


Figura 4.12. Mapa geológico esquemático de la región central de la sierra de Valle Fértil. Se detallan las unidades litológicas aflorantes y las muestras recolectadas a lo largo de la transecta C-C' (modificado de Tibaldi et al., 2016 y Cristofolini et al., 2010) (Fig. 4.3).

4.3.1 Edades AHe y AFT obtenidas

A continuación se presentan los resultados de las dataciones termocronológicas (U-Th-Sm)/He (AHe) y trazas de fisión (AFT), ambas obtenidas en apatita en la sierra de Valle Fértil.

Para la transecta norte B-B' en la Figura 4.11, se destaca que sólo las muestras VFN-07, QF-01 y QF-07 presentan edades AHe totalmente reseteadas para todos sus granos, exhibiendo edades miocenas que van desde $4,09 \pm 0,31$ Ma a $15,54 \pm 0,28$ Ma. Mientras que para las muestras VFN-03 y QF-05, se obtuvieron edades AHe reseteadas y parcialmente

reseteadas entre sus granos, exhibiendo edades oligo-miocenas que van desde $2,41 \pm 0,17$ Ma a $33,93 \pm 0,62$ Ma. Finalmente, la muestra QR-01, ubicada sobre el borde este de la sierra de Valle Fértil, exhibe mayoría de edades AHe cretácicas sin resetear, que van desde $86,04 \pm 1,08$ Ma a $148,64 \pm 2,43$ Ma (véase Apéndice Tabla A-1).

Para las muestras ubicadas sobre la transecta C-C', en la región central de la sierra de Valle Fértil (Fig. 4.12), la única muestra que exhibe edades AHe reseteadas corresponde a aquella ubicada más cercana a la falla Valle Fértil, VFC-01. Las edades obtenidas para la misma corresponden a edades miocenas en su mayoría que van desde $9,14 \pm 0,17$ Ma a $14,74 \pm 0,36$ Ma. Las demás muestras en esta transecta registran edades que van desde $18,08 \pm 0,46$ Ma a $137,38 \pm 2,21$ Ma (véase Apéndice Tabla A-1).

Las edades AHe obtenidas (véase Apéndice Tabla A-1), muestran gran dispersión de los valores de las mismas dentro de cada muestra. Sin embargo, es importante hacer notar que la exhibición de rangos amplios de edades en aquellas apatitas datadas mediante la técnica de (U-Th-Sm)/He es algo común. Este rasgo puede tener su origen en las características morfológicas del cristal, la presencia de inclusiones fluidas o minerales, características composicionales o inclusive, por estar expuesto a temperaturas moderadas (entre 60°C a 90°C) por largos periodos de tiempo antes de ser exhumado en superficie.

En cuanto a las edades AFT, de aquellas muestras localizadas en la transecta norte B-B' (Fig. 4.11; véase Apéndice Tabla A-2), solamente la muestra VFN-07 exhibe una edad AFT reseteada, mientras que las demás muestras presentan edades AFT no reseteadas. Así, la muestra VFN-07 ubicada sobre el borde occidental de la sierra de Valle Fértil, exhibe una edad miocena con valor AFT central de $15,63 \pm 1,67$ Ma. Al sur de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, la muestra VFN-03 (Fig. 4.11, véase Apéndice Tabla A-2) presenta una edad de exhumación eoceno-oligoceno, con valores AFT central de $35,28 \pm 3,81$ Ma. Las muestras correspondientes al basamento de la sierra de Valle Fértil QF-01, QF-05, QF-07 y QR-01 (Fig. 4.11, véase Apéndice Tabla A-2), exhiben edades de exhumación del Cretácico superior, con valores AFT central de $91,26 \pm 10,53$ Ma, $72,48 \pm 7,89$ Ma, $96,45 \pm 9,45$ Ma y $82,70 \pm 8,00$ Ma, respectivamente. No obstante, la mayoría de las muestras ubicadas en la región central de la sierra de Valle Fértil, a lo largo de la transecta C-C' (Fig. 4.12, véase Apéndice Tabla A-2) también presenta valores AFT central no reseteados, exhibiendo edades del Paleoceno inferior-Cretácico superior; las muestras VFC-03, VFC-04 y QU-01, exhiben edades de exhumación de $67,36 \pm 7,24$ Ma, $60,56 \pm 6,86$ Ma y $88,65 \pm 11,19$

Ma, respectivamente. Sin embargo, la muestra VFC-01, ubicada más próxima a la falla Valle Fértil, presenta edades de exhumación del Eoceno-Oligoceno, con valores AFT central de $35,7 \pm 4,18$ Ma.

4.3.2 Análisis de las edades AHe y AFT

Para obtener un modelo de evolución termal representativo de la sierra de Valle Fértil, resulta de suma importancia poder ensamblar simultáneamente tanto los datos geológicos de campo, como aquellos obtenidos en laboratorio. Así, una vez obtenidas las edades AHe y AFT, se procede a modelarlas incluyendo aportes de la geología macroscópica y datos geodinámicos haciendo uso del programa HeFTy (Ketcham, 2005).

Uno de los inconvenientes en el modelado de edades AHe, se presenta al tomar en cuenta la dispersión de las mismas, lo cual es observable para la mayoría de las muestras recolectadas en la sierra de Valle Fértil. Tal como se describiera en el capítulo 2, hay varios aspectos que pueden explicar la dispersión de las edades AHe observada; lo que se intenta es una interpretación que no sea ambigua. Para descartar aquellos factores ocasionados por la morfología del cristal (Fig. 4.13) o por inclusiones fluidas o minerales (Fig. 4.14), se debe hacer una inspección minuciosa del cristal bajo un microscopio de alta resolución. El tamaño del cristal es un factor importante; mientras más chica es la apatita, mayor edad tendrá debido a la eyección de isótopos hijos. Con el objeto de descartar la posible influencia del tamaño del cristal se grafica la relación entre la edad AHe obtenida en función del tamaño del cristal (Fig 4.15). Así, la figura 4.14 muestra que la dispersión de edades obtenidas en este trabajo no se relaciona con el tamaño del grano, ya que numerosos granos pequeños presentan edades AHe jóvenes.

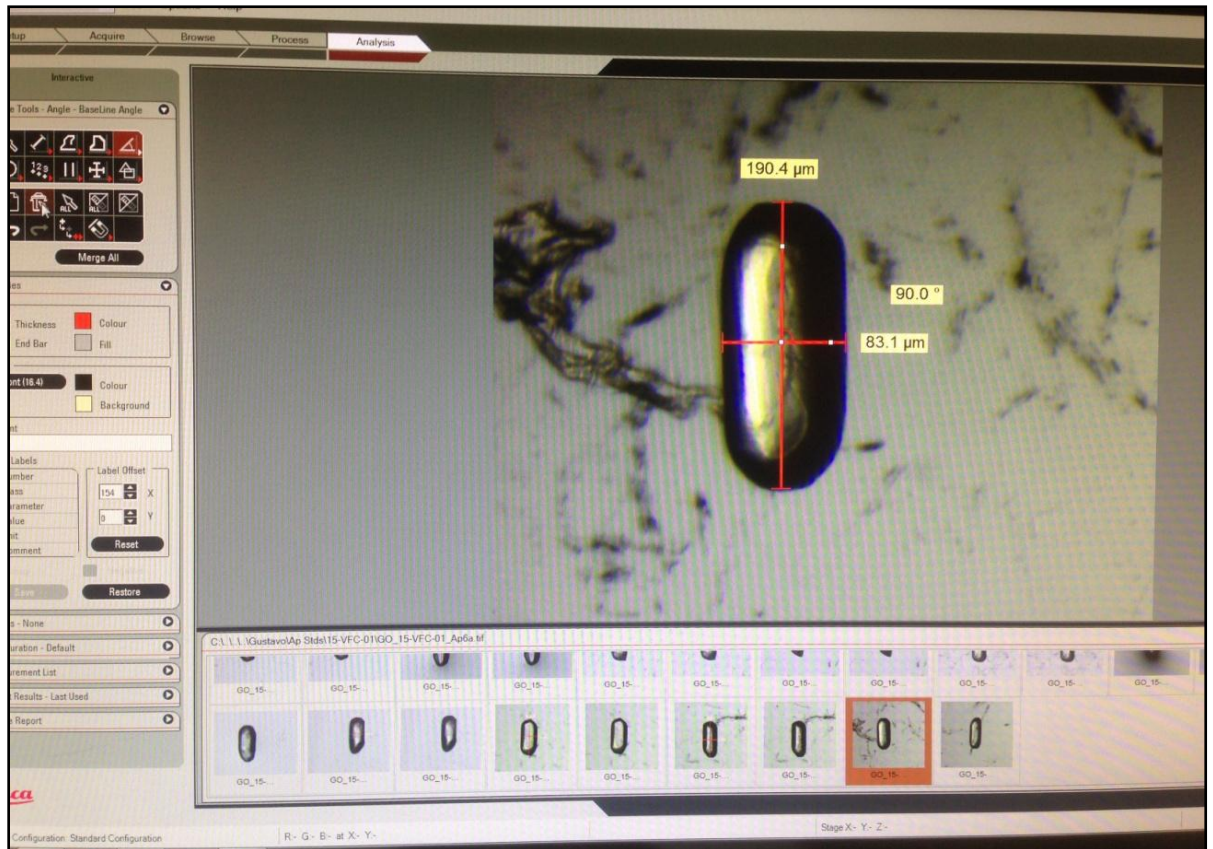


Figura 4.13. Caracterización morfológica de un cristal de apatita mediante software específico suministrado por los proveedores del microscopio.

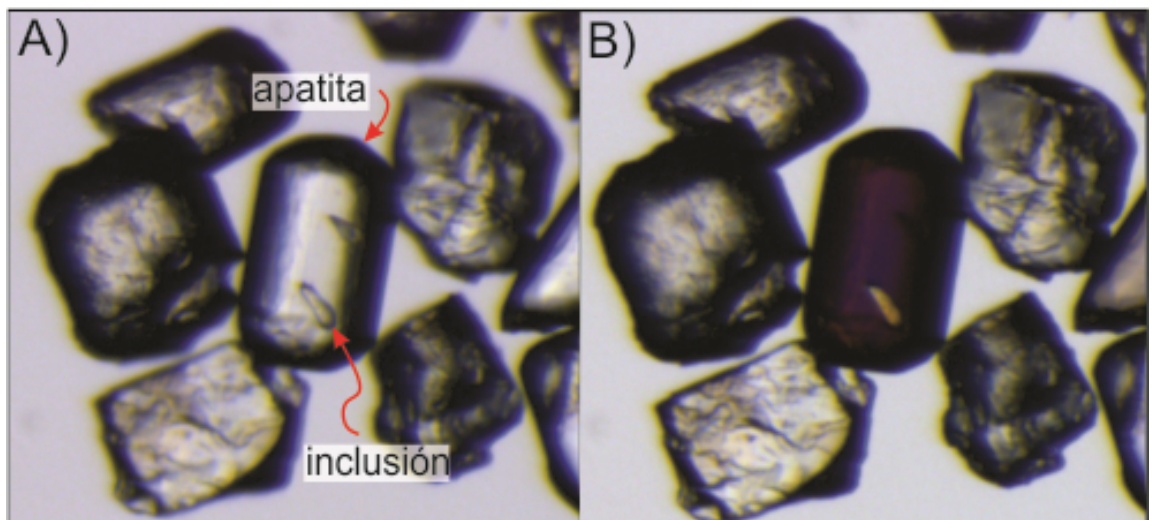


Figura 4.14. Detalle de inclusión mineral en un cristal de apatita. A) Vista al microscopio sin nicoles cruzados. B) Vista microscópica con nicoles cruzados.

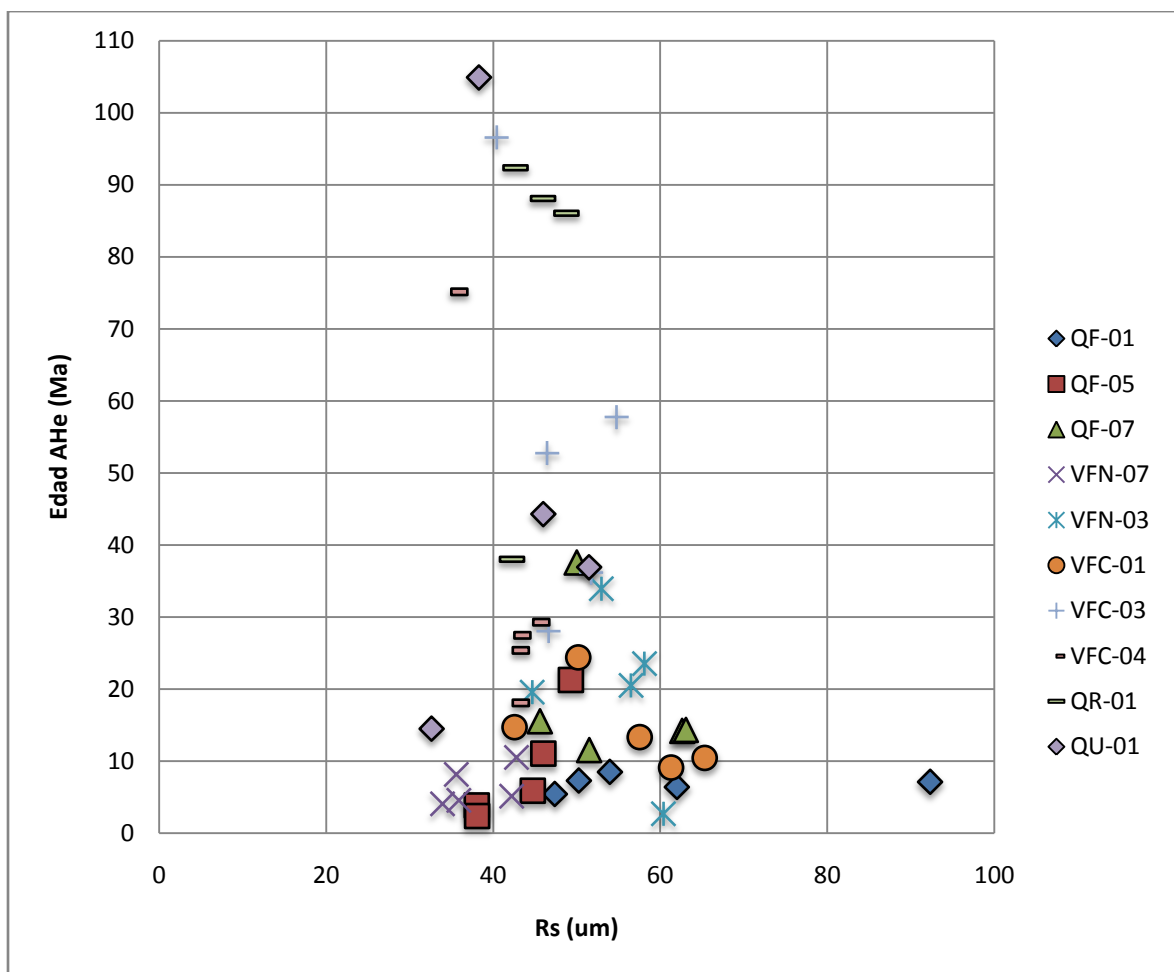


Figura 4.15. Edades AHe en función del tamaño del cristal (R_s) para distintas muestras cuyos sitios de recolección se observan en las Figs. 4.11 y 4.12.

Otro de los factores que puede afectar la determinación de la edad de exhumación obtenida es la concentración de uranio efectivo (eU) dentro del cristal. Así, mientras mayor es la concentración de uranio, mayor será la cantidad de isótopos hijos, y por lo tanto mayor será la edad AHe obtenida. En consecuencia, esta concentración eU representa un control químico potencial y puede ser graficado en función de la edad para poder evaluar su incidencia. Este tipo de gráficos son muy utilizados para modelos de historias termales (Fig. 4.16).

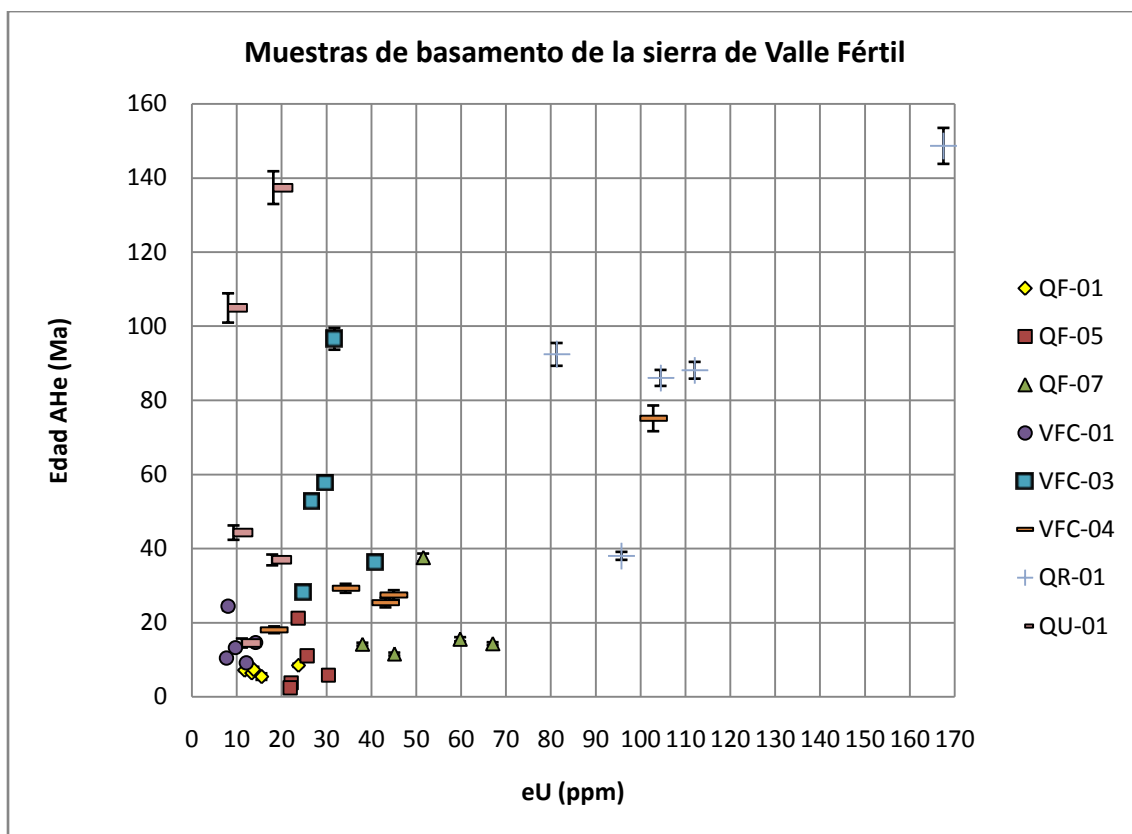


Figura 4.16. Edades AHe en función de eU para rocas de basamento de la sierra de Valle Fértil muestreadas en los sitios que se indican en las Figs. 4.11 y 4.12. Las edades AHe se presentan con sus respectivos errores (2σ).

Los gráficos que se muestran en las figuras 4.16 y 4.17 son de utilidad para excluir apatitas que exhiban ciertas irregularidades, por ejemplo aquellas que muestren relativamente bajo contenido en eU y aún así exhiban edades AHe elevadas. En la siguiente figura 4.17 se comparan dos gráficos AHe en función de eU, obtenidos para las muestras QF-07 y VFC-04 que yacen sobre las transectas B-B' y C-C', respectivamente (Figs. 4.11 y 4.12). Obsérvese que para la muestra VFC-04, se cumple la relación de un mayor valor de eU para mayor edad AHe; mientras que en el caso de la muestra QF-07 hay un cristal que exhibe mayor edad AHe pero contiene concentraciones de eU relativamente pequeñas. Para este último caso, ese cristal debe ser excluido del modelado termal.

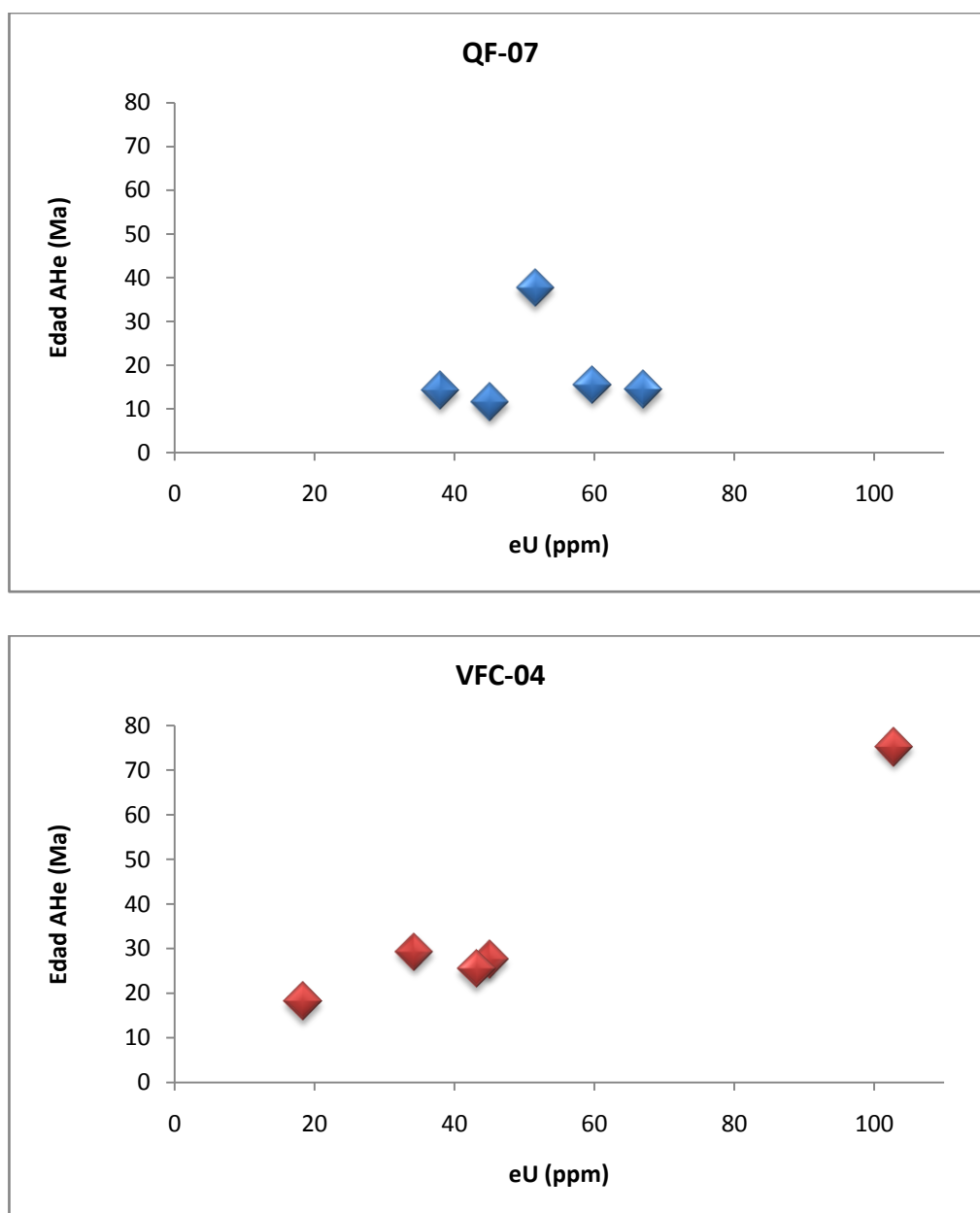


Figura 4.17. Comparación de edades AHe versus concentración de uranio efectivo eU para dos muestras aleatorias de la sierra de Valle Fértil, que yacen sobre las transectas B-B' y C-C', respectivamente (véase su localización en las Figs. 4.11 y 4.12).

Finalmente, luego de descartar factores no deseados morfológicos, de inclusiones y de composición química del cristal de apatita aún existe aquél relacionado con el de la exposición a cierto rango de temperaturas por largos periodos de tiempo. Este factor es de importancia para muestras datadas con técnicas de termocronología de baja temperatura, como el sistema (U-Th-Sm)/He, ya que la exposición prolongada del cristal a temperaturas dentro de la zona de retención parcial (PRZ, véase capítulo 2) afecta la red cristalina del

mineral y por lo tanto la difusión hacia el exterior del helio (Flowers y Kelley, 2011). Se destaca que este factor sólo puede ser detectado mediante el modelado termal de las muestras.

Por último, el gráfico que se presenta en la Figura 4.18, es de utilidad para resolver la geometría de la estructura actuante durante la exhumación de las rocas en la sierra de Valle Fértil como se describe a continuación. Trabajos de Lock y Willett (2008) y Almendral et al. (2015) presentaron para otras zonas numerosos modelos termo-cinemáticos cuyo propósito consistió en resolver la geometría de fallas inversas que horizontalizan en profundidad, utilizando edades AHe reales. Esos autores, han propuesto que en las zonas de rampas, donde se produce la mayor exhumación de rocas hacia la superficie, las edades se presentan reseteadas. Sin embargo, cuando la falla se horizontaliza en profundidad y cambia su geometría de rampa a plano, es donde se espera la menor exhumación de rocas y por consiguiente las edades exhibirán un patrón sin resetear a parcialmente reseteadas. Si se observa la Figura 4.17, un patrón similar a lo descrito para una zona de rampa a plano ocurre a partir de los 14 km de distancia horizontal desde la proyección de la falla Valle Fértil sobre el borde occidental de dicho bloque serrano.

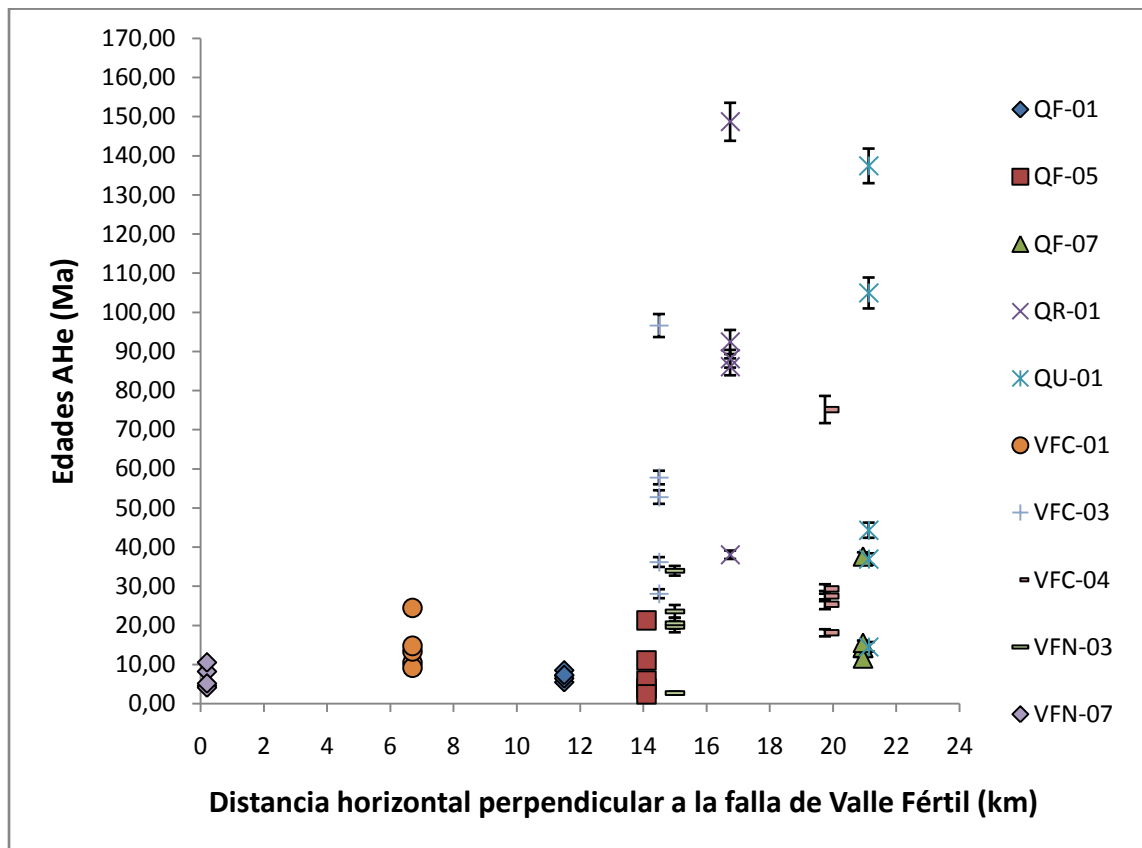


Figura. 4.18. Edades AHe en función de la distancia horizontal de cada muestra a la falla Valle Fértil, medida de forma perpendicular al rumbo aproximado de la falla. Los sitios correspondientes a cada muestra pueden verse en las Figs. 4.11 y 4.12.

En cuanto al análisis de las edades AFT obtenidas para la sierra de Valle Fértil se destacan aquellos en función del largo de trazas, cantidad de población de datos y los de elevación. De este modo, la mayoría de las muestras de roca analizadas se caracterizan por presentar una distribución unimodal de la distribución del largo de trazas, con un largo promedio de $9,91 \mu\text{m}$ (Fig. 4.19). Sin embargo, como se mencionó en el capítulo 2, el largo de la traza de fisión va a depender de la evolución del cristal en función del tiempo y la temperatura. Así, para una muestra que se exhuma en superficie y luego sufre un aumento en temperatura, por ejemplo por soterramiento, el largo de la traza se irá acortando. Si esta última muestra no llega a borrar por completo las trazas y sale nuevamente a superficie presentará dos modas de trazas y por ende se dirá que es bimodal.

El caso que se presenta para la muestra VFC-01 (transecta C-C' en Fig. 4.12) es algo similar al ejemplo anterior; sin embargo al exhibir una frecuencia unimodal, se puede decir que llegó a borrar las trazas anteriores casi por completo. Mientras que para la muestra VFN-07 (transecta B-B' en Fig. 4.11), las trazas anteriormente generadas fueron borradas totalmente y se crearon nuevas en su paso hacia superficie.

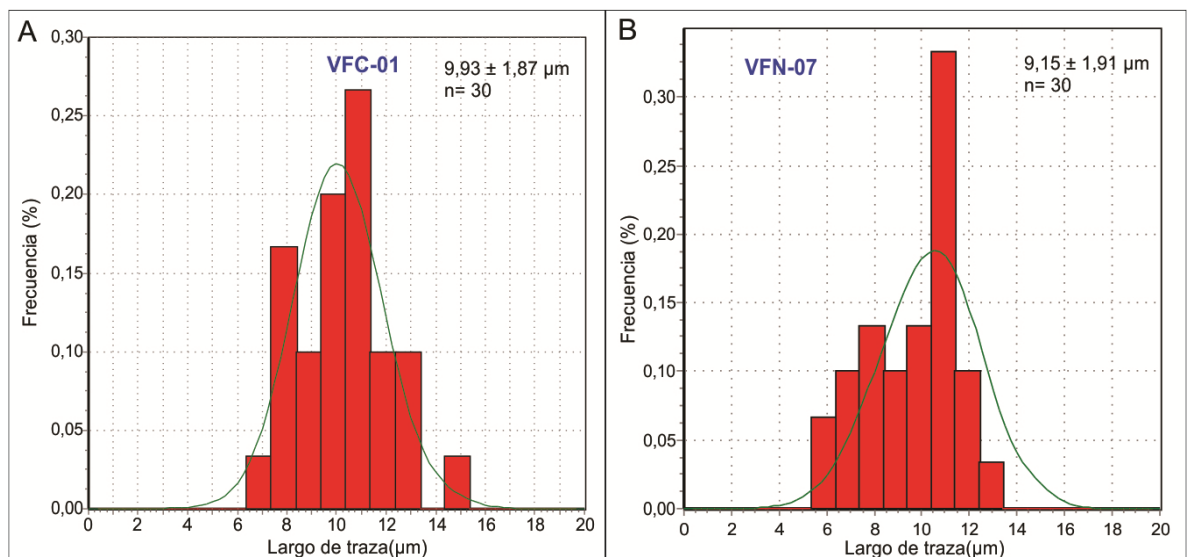


Figura 4.19. Distribuciones del largo de traza de fisión para dos muestras del centro y norte de la sierra de Valle Fértil, VFC-01 (A) y VFN-07 (B), respectivamente (véase su localización en las Figs. 4.11 y 4.12).

Uno de los muestreos más comunes para estudios de trazas de fisión es el de perfil vertical y consiste en recolectar muestras en áreas con relieves topográficos abruptos (Fitzgerald et al., 1995). En los resultados de estos perfiles se presentan las edades AFT en función de la elevación a fin de obtener la historia de exhumación de la región. Un resultado esperable es que aquellas muestras que estén a mayor elevación contengan edades AFT mayores que las que se encuentren a menores elevaciones, debido a que fueron exhumadas con anterioridad. Esto se espera que pase cuando las tasas de exhumación son constantes; sin embargo, cuando ocurre un incremento en la exhumación se puede preservar la zona de borrado parcial (*partial annealing zone*, PAZ) a mayores elevaciones y quedar una zona de borrado parcial “fósil”. Estas zonas pueden ser reconocidas por un rápido incremento de la edad en pequeños incrementos de la elevación. La figura 4.20 presenta los resultados de las edades AFT en función de la elevación, sin obtenerse un patrón claro de exhumación. La mayoría de las edades halladas son cretácicas y podrían corresponderse a edades sin resetear, que estarían marcando su exhumación durante el proceso de *rifting* que afectó la región para ese tiempo.

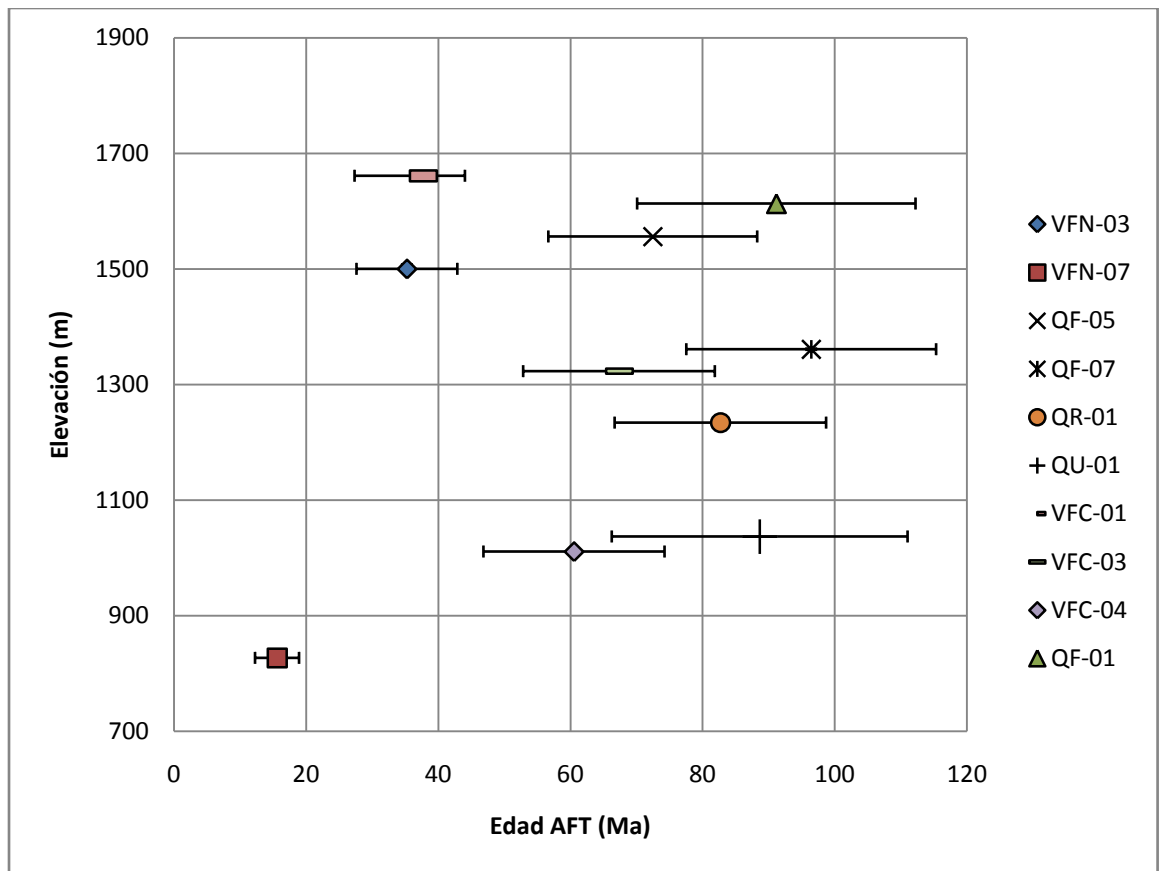


Figura 4.20. Edades AFT en función de la elevación para muestras de basamento y rocas sedimentarias triásicas de la sierra de Valle Fértil (las localizaciones de las

muestras se detallan en las Figs. 4.11 y 4.12). Los errores en la edad AFT se representan mediante 2σ del error estándar (véase Apéndice Tabla A-2).

4.3.3 Modelado de las edades AHe y AFT

Tal como se expusiera anteriormente en el capítulo 2, es importante modelar las edades AHe y AFT en conjunto siempre que se pueda, con el objeto de obtener una historia térmica más completa de la muestra de roca en cuestión. A continuación se exhibe el modelado termal de cuatro muestras claves, dos correspondientes a la transecta B-B' y otras dos a la transecta C-C' (Figs. 4.21, 4.22, 4.23 y 4.24). Se eligieron aquellas muestras que presentan valores consistentes con una exhumación máxima en la región norte y centro de la sierra de Valle Fértil (VFN-07 y VFC-01), y aquellas que presenten una mínima exhumación (QF-07 y VFC-04). Éstas últimas revelarán cómo actuaron las zonas más alejadas de la falla Valle Fértil.

En la Figura 4.21 se muestra el modelado termal realizado para la muestra VFN-07 (véase ubicación Fig. 4.11). Los resultados para esta muestra de la transecta B-B' son de interés para el norte de la sierra de Valle Fértil, debido a que exhibe tanto edades AHe como AFT reseteadas. Las siguientes condiciones han sido asumidas en el procesamiento del modelado: 1) La temperatura estimada de depositación durante el Triásico a $20^{\circ}\text{C} \pm 10^{\circ}\text{C}$; 2) Debido a que la muestra reseteó la edad anterior a la depositación, es necesario que se presente un calentamiento para que esto ocurra. Eso podría haber ocurrido debido a la acumulación de sedimentos durante el rifting Triásico, y posteriormente Cretácico, en la cuenca de Ischigualasto. Por la tanto, se han asumido condiciones que muestren un recalentamiento máximo entre 180 y 100 Ma a temperaturas entre 80 y 160°C ; 3) Debido a que la muestra llegó a superficie, se imponen condiciones consistentes con un enfriamiento final entre 30 y 0 Ma a temperaturas de entre 20 y 120°C .

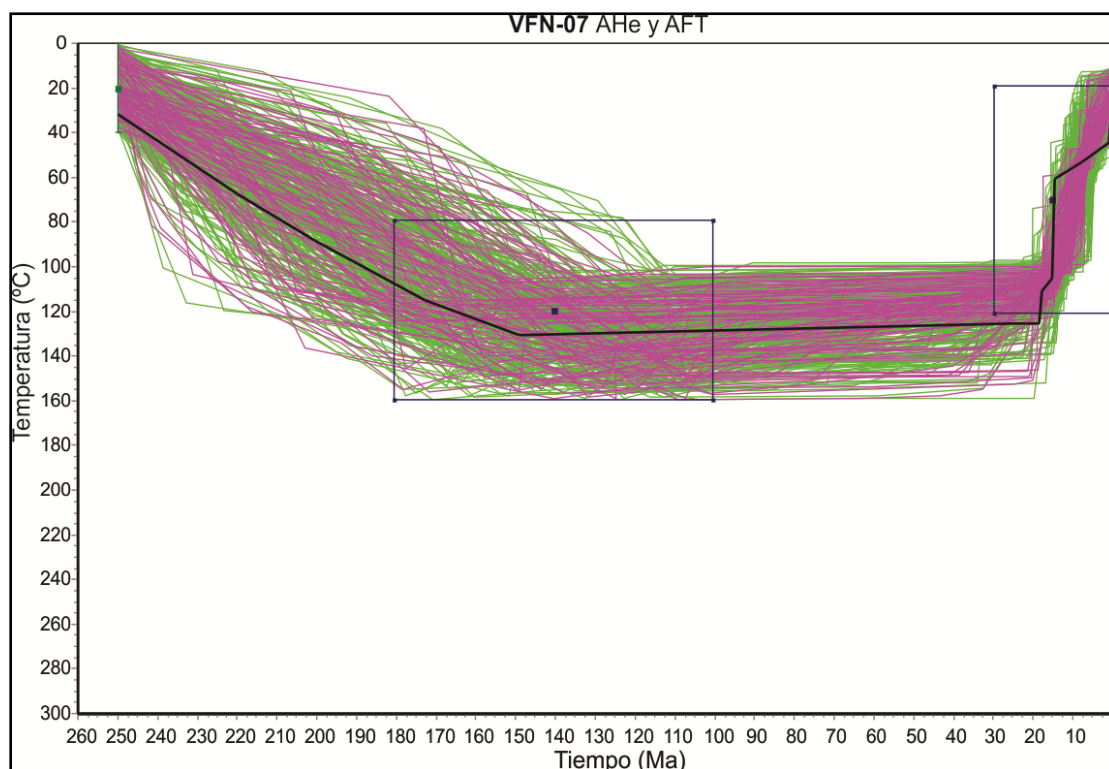


Figura 4.21. Modelado termo-cinemático obtenido para la muestra VFN-07 (Fig. 4.11). El mismo exhibe un total de 8.012 trayectorias exploradas, de las cuales 100 resultaron buenas (magenta) y 282 con ajuste aceptable (verde). La línea de trazo continuo negra indica la trayectoria que mejor ajusta a los datos termocronológicos.

Las edades AHe y AFT para la muestra VFN-07 (véase ubicación Fig. 4.11) se encuentran reseteadas. Por ello, es esperable un recalentamiento de la misma a temperaturas superiores a la zona de borrado parcial (PAZ-120° C, véase capítulo 2). Como se observa en el modelado de la Figura 4.20, esas temperaturas pueden ser alcanzadas luego de su depositación. Posteriormente, supera nuevamente las temperaturas correspondientes al PAZ a unos 15 Ma y por la zona de retención parcial (PRZ) a 5 Ma, aproximadamente para finalmente llegar a la superficie a partir de esta edad.

Para la muestra VFC-01 situada en la transecta C-C' (véase ubicación Fig. 4.12) sólo fue posible modelar las edades AHe (Figura 4.22). Esta muestra se localiza en la región central de la sierra de Valle Fértil; en el modelado se han asumido las siguientes condiciones: 1) Dado que la muestra corresponde a una roca de basamento, la edad de cristalización de la apatita corresponde al Ordovícico (~450 Ma con temperaturas de 500° C); 2) De acuerdo con los estudios de Limarino et al. (2013), el basamento de la sierra de Valle Fértil habría actuado como área fuente durante la depositación de sedimentos para el Paleozoico superior-

Mesozoico inferior. Así, se impuso una condición de enfriamiento entre los 250 Ma y 175 Ma, a temperaturas entre 10° C y 130° C; 3) Debido a que la región se encuentra afectada por el *rifting* cretácico, es necesario tomar en cuenta un calentamiento. El mismo se asumió entre ~140 y 40 Ma con temperaturas de entre 50 y 150° C; 4) Finalmente, se situó un enfriamiento entre 20 y 0 Ma consistentes con temperaturas entre 10 y 90° C.

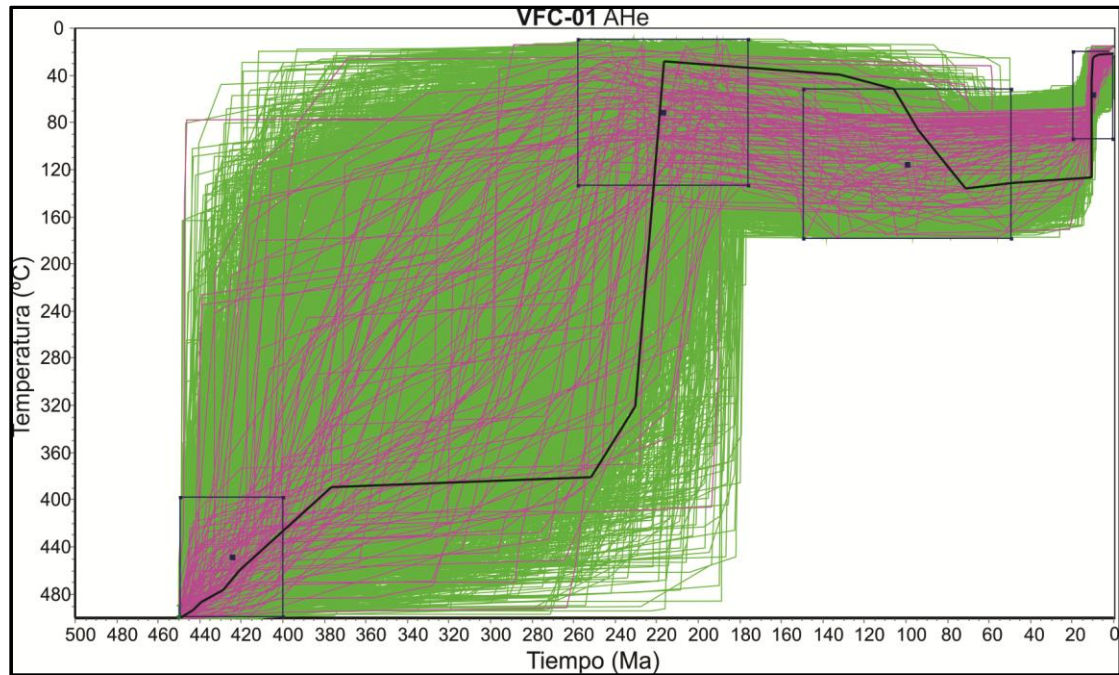


Figura 4.22. Modelado termo-cinemático obtenido para la muestra VFC-01 (Fig. 4.12). El proceso exploró un total de 20.755 trayectorias, de las cuales se obtuvieron 100 buenas (magenta) y 3.718 aceptables (verde). La línea de trazo continuo negra indica la trayectoria que mejor ajusta a los datos termocronológicos.

El modelo que se obtiene para la muestra VFC-01 (Fig. 4.22) ajusta un enfriamiento con temperaturas cercanas a la superficie para el Permo-Triásico, un posterior recalentamiento para el Cretácico tardío, que alcanzó temperaturas capaces de resetear las edades AHe y AFT. Finalmente, un nuevo enfriamiento produjo temperaturas cercanas a la superficie alrededor de ~10 Ma.

Otro ejemplo se muestra en la Fig. 4.23 para el modelo termal realizado para la muestra QF-07 localizada sobre la transecta B-B' (véase ubicación Fig. 4.11). Para esta muestra sólo fue posible modelar sus edades AHe; sin embargo cabe recordar que las edades AFT obtenidas exhiben un no-resetear de edades cretácicas ($96,45 \pm 9,45$ Ma). Por este motivo, la

mayoría de las condiciones impuestas para el modelado de la muestra QF-07 son las mismas que para la muestra VFC-01; solamente se toma en cuenta un cambio para el Cretácico, donde no se alcanzarían temperaturas capaces de resetear esa edad. Asimismo, el modelado termal exhibe una residencia por tiempos prolongados de la muestra expuesta a un rango de temperaturas de entre 100 °C y 140°C. Esto último podría ser el factor causante de la gran dispersión de edades AHe.

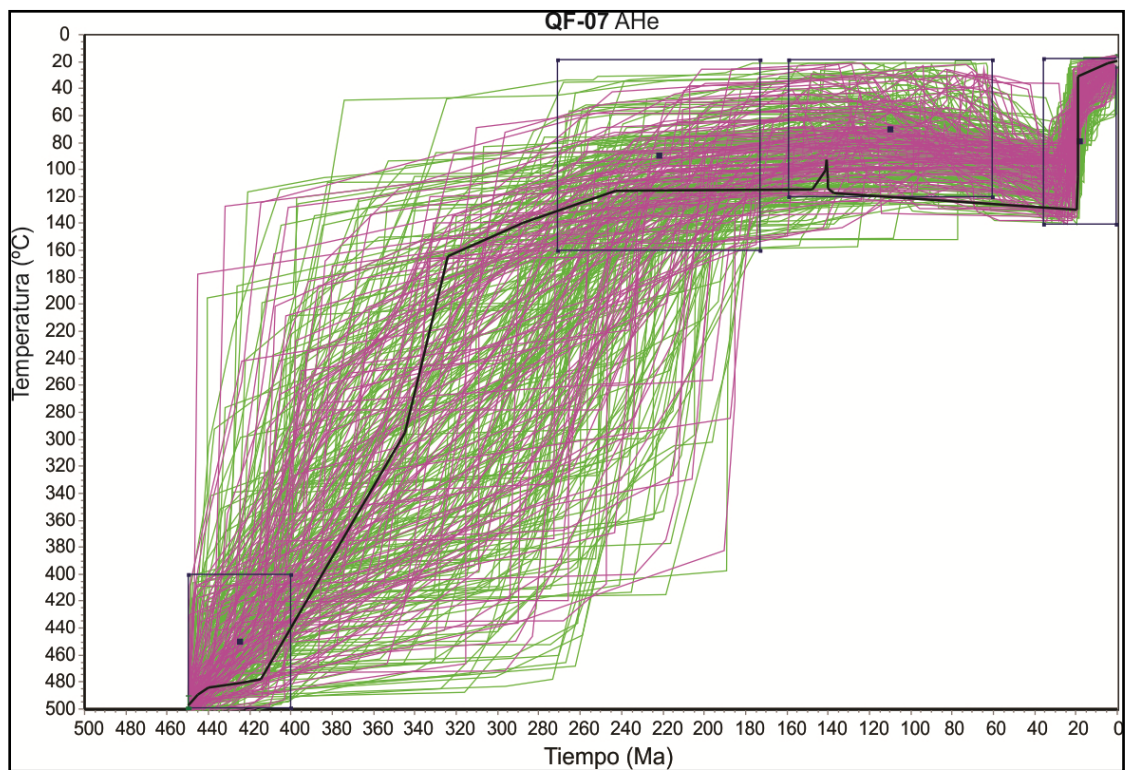


Figura 4.23. Modelado termo-cinemático obtenido para la muestra QF-07 (Fig. 4.11) conteniendo 4.521 trayectorias exploradas de las cuales se obtuvieron 100 buenas (magenta) y 219 aceptables (verde). La línea de trazo continuo negra indica la trayectoria que mejor ajusta a los datos termocronológicos.

Finalmente, se muestra otro ejemplo para el modelado termal de la muestra VFC-04 (Fig. 4.24). Esta muestra se ubica hacia el este en la transecta C-C', es decir sobre el borde oriental de la sierra de Valle Fértil (véase Fig. 4.12); por este motivo se han asumido similares condiciones en el modelado que aquellas tomadas en cuenta para el modelado de la muestra QF-07 (Fig. 4.23). Obsérvese que el modelado exhibe el enfriamiento de la muestra hacia edades permo-triásicas, que luego continúa hasta llegar casi a temperaturas cercanas a la superficie para el Cretácico. Posteriormente, ocurre un aumento de la temperatura, sin

embargo éste no es suficiente para el reseteo total de los cristales de apatita, y finalmente se mantiene en un rango de temperaturas de entre 60 °C y 100 °C por un periodo de tiempo prolongado antes de su exhumación en superficie. Esto conlleva a presentar edades AHe y AFT sin resetear a parcialmente resetadas y con una gran dispersión de las mismas.

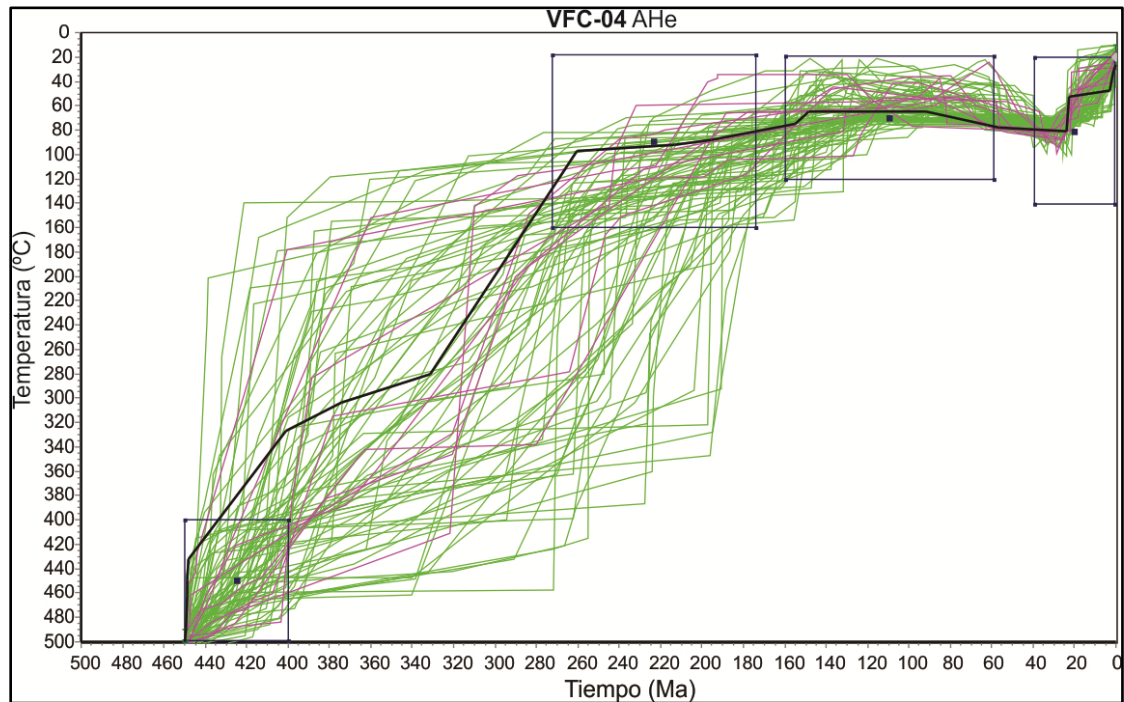


Figura 4.24. Modelado termo-cinemático obtenido para la muestra VFC-04 (Fig. 4.12) conteniendo 38.891 trayectorias exploradas de las cuales se obtuvieron 10 buenas (magenta) y 74 aceptables (verde). La línea de trazo continuo negra indica la trayectoria que mejor ajusta a los datos termocronológicos.

4.4 Análisis conjunto de resultados termocronológicos y evidencias neotectónicas en la región

Los trabajos termocronológicos previos realizados por Bense et al. (2013) y Coughlin et al. (1998) en la sierra de Valle Fértil documentaron una historia térmica compleja con múltiples fases de enfriamiento y posibles episodios de calentamiento para este bloque pampeano. Coughlin et al. (1998) llevaron a cabo estudios de traza de fisión en apatitas (AFT) para muestras de rocas ígneo-metamórficas de basamento, obtenidas para el sector central de la sierra de Valle Fértil. Estos autores realizaron la recolección de muestras sobre un perfil vertical, ubicado en el sector este de la sierra de Valle Fértil. Este método de

muestreo permite reconocer tasas de levantamiento a diferentes alturas, a medida que el bloque montañoso se fue exhumando. Los datos de AFT obtenidos por estos autores exhiben edades que van desde 193 a 305 Ma (Fig. 4.25). Estas edades AFT sugieren un enfriamiento rápido de la sierra de Valle Fértil para el permo-triásico; sin embargo, el reconocimiento de una disminución en el largo de las trazas de fisión y un cambio en la distribución de las mismas dentro de los cristales de apatita revelarían que la región se vio afectada por un aumento de temperatura en respuesta a la subsidencia y soterramiento de la sierra de Valle Fértil debido a la depositación de sedimentos durante el Mioceno. El modelado de las edades AFT realizado por estos autores, exhibe que las muestras se enfriaron para temperaturas cercanas a la superficie durante el Mioceno tardío-Plioceno (~10 a 5 Ma). Otros estudios de edades (U-Th-Sm)/He en apatitas (AHe) para sectores en la parte este y sur de la sierra de Valle Fértil, obtuvo edades entre 62,9 a 293,5 Ma y 5,1 Ma, respectivamente (Bense et al., 2013, véase Fig. 4.25). Estos autores también recolectaron muestras de rocas ígneas y metamórficas, pertenecientes al basamento de la sierra de Valle Fértil. Las edades AHe obtenidas han sido interpretadas como que el enfriamiento para esta región de las Sierras Pampeanas ocurrió a temperaturas cercanas a la superficie durante el Cretácico temprano-Paleógeno, apoyando la idea de una topografía positiva existente anterior al Neógeno. No obstante, debido a la obtención de edades AHe jóvenes en zonas de bajo relieve, ubicadas al sur de la serranía, en cercanías a la localidad de Marayes, se concluye que la subducción horizontal de la placa de Nazca no influyó en la exhumación de grandes volúmenes de rocas sino que sólo llevó a un realce de la topografía ya existente.

Por otra parte, estudios termocronológicos integrados de baja y alta temperatura, como trazas de fisión en apatitas (AFT) y U-Th-Sm/He en apatitas (AHe) y circones (ZHe), realizados por Fosdick et al. (2015) sobre una muestra sedimentaria carbonífera de la Formación Guandacol, en el sector norte de la sierra de Valle Fértil, arrojaron edades AHe y AFT correspondientes al Mioceno-Plioceno (Fig. 4.25), evidenciando influencia de la tectónica andina. Sin embargo el método de ZHe arrojó edades de exhumación triásicas superiores, indicando que la exhumación de rocas no llegó a niveles tan profundos y por ende un volumen menor de 3 km de rocas fue removido durante el levantamiento de la sierra de Valle Fértil para este sector.

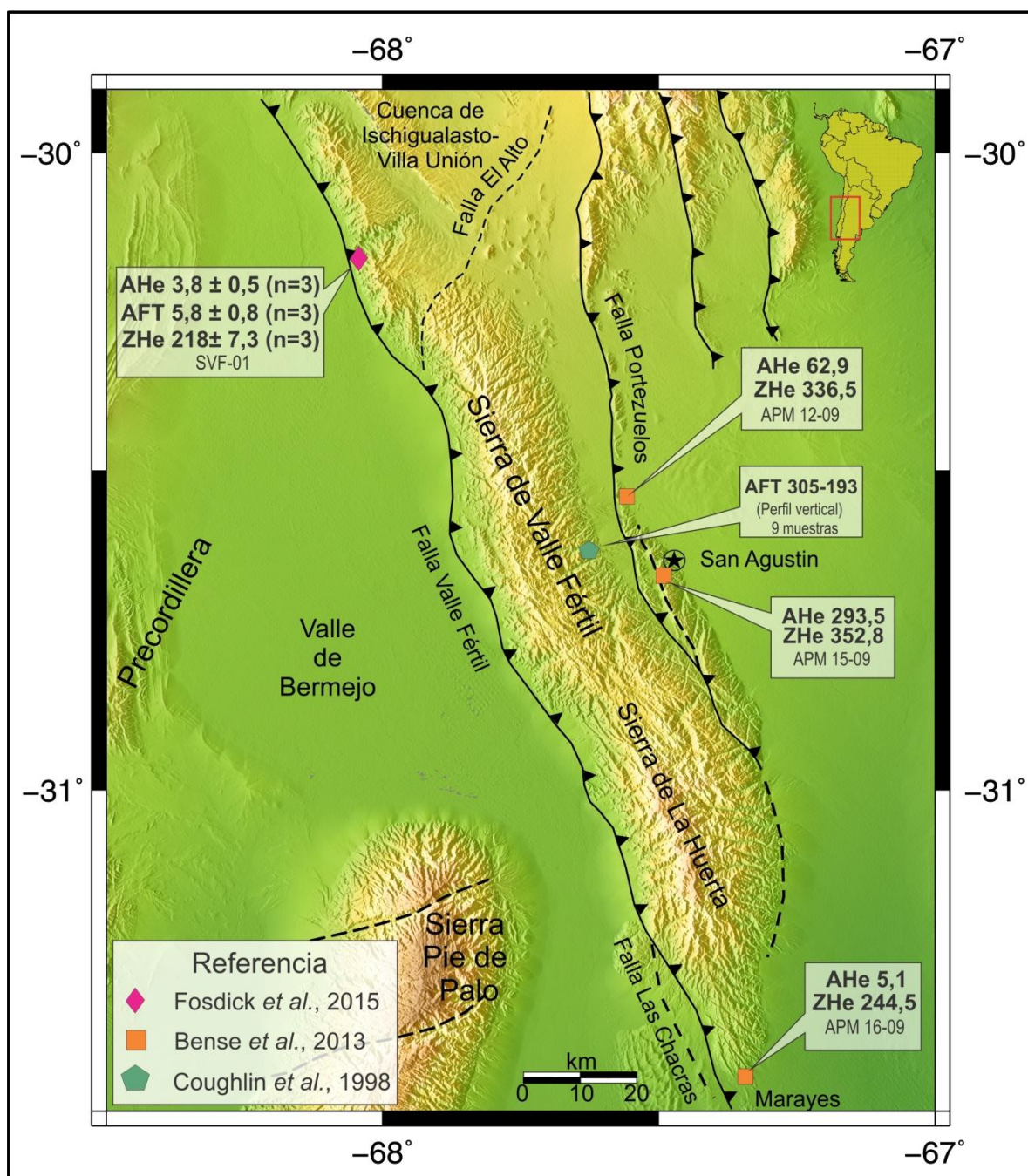


Figura 4.25. Mapa de elevación digital del terreno exhibiendo la ubicación y distribución de las diferentes muestras en el bloque serrano Valle Fértil-La Huerta. Las mismas presentan dataciones de (U-Th-Sm)/He en apatita (AHe), trazas de fisión en apatita (AFT) y (U-Th-Sm)/He en circón (ZHe) en Ma. El parámetro n refiere a la cantidad de granos datados por muestra.

Edades AHe y AFT reportadas en este trabajo doctoral detallados en los ítem 4.2 y 4.3 permiten completar la base de datos obtenida por estudios previos anteriormente expuesta y además caracterizar la exhumación de este bloque serrano. Las muestras ubicadas sobre la

transecta C-C' (véase Fig. 4.12), en la región central de la sierra de Valle Fértil presentan una exhumación de la misma para el Mioceno. Esta deformación habría migrado posteriormente hacia el norte para el Plio-Pleistoceno, esto último evidenciado por los resultados obtenidos sobre las transectas A-A' y B-B' (Figs. 4.9 y 4.11).

Sin embargo se destaca lo obtenido para aquellas muestras ubicadas en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, sobre la transecta A-A' (Fig. 4.9). Si bien el modelado termocinemático de las mismas revela que comparten una historia térmica de enfriamiento pronunciado en los últimos ~5 Ma, presentan un patrón de edades AHe más jóvenes en cercanías a la falla El Alto. Esto podría relacionarse a la actividad en el Plioceno de estas estructuras poco conocidas en la zona de estudio.

Rasgos geomorfológicos como anomalías en la red de drenaje para el río Agua de la Peña, en el sector norte de la sierra de Valle Fértil, presentados por Perucca et al. (2018) estarían de acuerdo con una edad AHe “fuera de secuencia” obtenida para la muestra SVF-11 (Fig. 4.9). Evidencias en las terrazas fluviales indicarían que el río tuvo un cambio en el sentido de escorrentía, y habría pasado de drenar hacia la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión ubicada al este de la sierra, a drenar hacia la cuenca del Bermejo ubicada al oeste de la misma, durante el Plio-Pleistoceno (Ortiz et al., 2015). Así, el basculamiento de esta región podría estar relacionado al accionar de la falla El Alto (Fig. 4.1.2). Así, esta estructura que limita la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión en su sector este (Milana y Alcober, 1994) sería de significancia.

Otro aspecto estudiado se relaciona con la actividad de estructuras neotectónicas en diversos sectores occidentales de la sierra de Valle Fértil. Estas estructuras estarían afectando abanicos aluviales de probable edad pleistoceno-cuaternario sobre el borde occidental de la sierra de Valle Fértil (Fig. 4.26). Las mismas consisten en fallas discontinuas paralelas a sub-paralelas. La altura del escarpe de falla producido puede variar desde algunos pocos centímetros hasta los ~10 metros. Estructuras neotectónicas similares relacionadas a la falla de Las Chacras, han sido reconocidas también en el margen suroccidental de la sierra de La Huerta. Esta falla se caracteriza por afectar geoformas pedemontanas cuaternarias y generan desplazamientos del drenaje, atribuyéndose a esta estructura un desplazamiento cuaternario de tipo inverso con componente dextral (Bastías et al., 1990; Rothlis, 2012; Figuras 4.24 y 4.27).

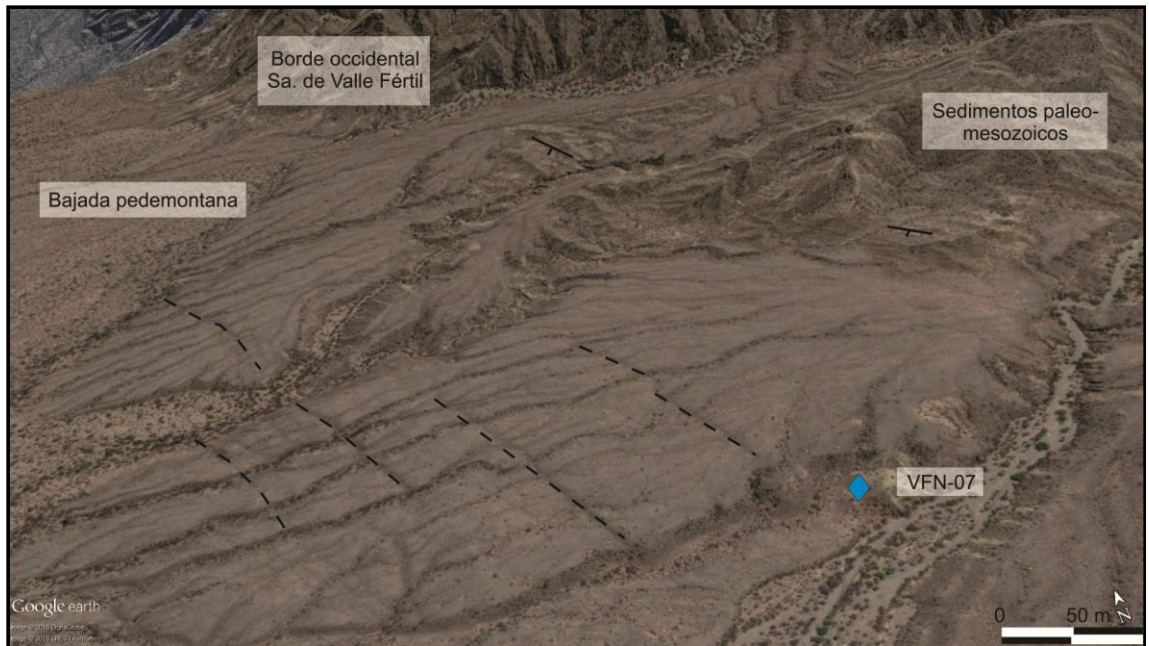


Figura 4.26. Bajada pedemontana siendo afectada por un sistema de fallas paralelas neotectónicas, sobre el borde occidental de la sierra de Valle Fértil a la latitud de $\sim 30,3^{\circ}\text{S}$. Para referencia se muestra con un rombo celeste la ubicación de la muestra VFN-07, incluida en la transecta B-B' de la Fig. 4.3.1.



Figura 4.27. Fotografía aérea que muestra las diferentes fallas neotectónicas que afectan abanicos de posible edad holocena, en la región sur de la sierras de La Huerta y Pie de Palo.

4.5 Conclusiones

Nuevas edades AHe y AFT obtenidas sobre las transectas A-A', B-B' y C-C' (Figs. 4.9, 4.11 y 4.12) permitieron completar con más detalle la base de datos de edades termocronológicas de baja temperatura existentes para sectores de la sierra de Valle Fértil. Las regiones muestreadas se caracterizan por exhumar rocas de basamento y su cobertura paleo-mesozoica, correspondiente a la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Estos datos resultan de gran utilidad para cuantificar la exhumación y para caracterizar y modelar la deformación producida sobre este bloque de las Sierras Pampeanas Occidentales.

En base al análisis de las edades termocronológicas obtenidas para este trabajo mediante las técnicas de (U-Th-Sm)/He y trazas de fisión en apatita (véase Apéndice Tabla A-1 y Tabla A-2) y al modelado de las mismas usando el programa HeFTy (Ketcham, 2005), es posible advertir que la región central de la sierra de Valle Fértil localizada sobre la transecta C-C' a $\sim 30,8^\circ$ S, exhibe una exhumación de las rocas de basamento hacia superficie a los ~ 14 - 10 Ma (Figs. 4.28 y 4.29). Hacia el norte, sobre la transecta B-B' situada a $\sim 30,3^\circ$ S, la exhumación es posterior, reportándose la exposición de rocas de basamento a temperaturas cercanas a la superficie hacia los ~ 8 - 5 Ma (Fig. 4.30). Finalmente, las edades AHe obtenidas sobre la transecta A-A' a $\sim 30,2^\circ$ S, en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión, exhibe una exhumación de las rocas sedimentarias paleo-mesozoicas para el Plioceno, alrededor de los ~ 5 Ma. De esta forma, es posible inferir una migración de la deformación que exhuma la región central y luego se traslada hacia la región norte. Debido a la escasez de datos termocronológicos para la región sur de la sierra de Valle Fértil, no es posible caracterizar la migración de la deformación hacia ese sector meridional con gran detalle; no obstante la datación de una muestra obtenida por Bense et al. (2013) en la terminación sur de la sierra de La Huerta exhibe edades AHe miocenas reseteadas para el basamento (Fig. 4.25). Esta observación es consistente con una deformación que también habría migrado hacia el sur para el Mioceno-Plioceno en este bloque pampeano.

En cuanto a las discontinuidades, fallas y zonas de rupturas en la sierra de Valle Fértil, se confirma que la falla Valle Fértil es la principal estructura que acomodaría la deformación cenozoica. En consecuencia, asumiendo un gradiente geotérmico de $\sim 30^\circ$ C/km, la acción de esta estructura habría producido la exhumación de al menos ~ 2 - 3 km de roca del borde occidental de la sierra de Valle Fértil. Sin embargo es importante hacer notar la presencia de un patrón de edades eocenas-oligocenas en la mayoría de las edades AHe para las muestras

localizadas hacia el borde oriental de la sierra. Este patrón podría estar relacionado a la acumulación, de al menos 1-2 km de sedimentos para esa época en este sector. Asimismo, el poco espesor relativo de los mismos, no habría ayudado a alcanzar mayores profundidades y por lo tanto se produciría el reseteo parcial de las edades AHe. Cabe agregar además que la temperatura alcanzada por la poca potencia de los sedimentos sería la causante principal de la dispersión de las edades AHe, observada en la mayoría de las muestras.

En un contexto sismotectónico, y en base a los resultados obtenidos por estudios sismológicos locales, las edades obtenidas refuerzan la hipótesis de una acentuación de la deformación para la región ubicada entre Precordillera y Sierras Pampeanas Occidentales a los $\sim 30^\circ\text{S}$. Estos resultados son consistentes con observaciones de Fosdick et al. (2015) y Brooks et al. (2003). Los datos de exhumación obtenidos en este trabajo reflejan ese realce de la deformación hasta hace ~ 5 Ma. Una consecuencia importante atribuida a la exhumación de este bloque serrano se relaciona con la fragmentación de la cuenca de antepaís andina en dos cuencas menores, la cuenca de Bermejo y la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Jordan et al., 2001; Malizia et al., 1995) (Fig. 4.25).

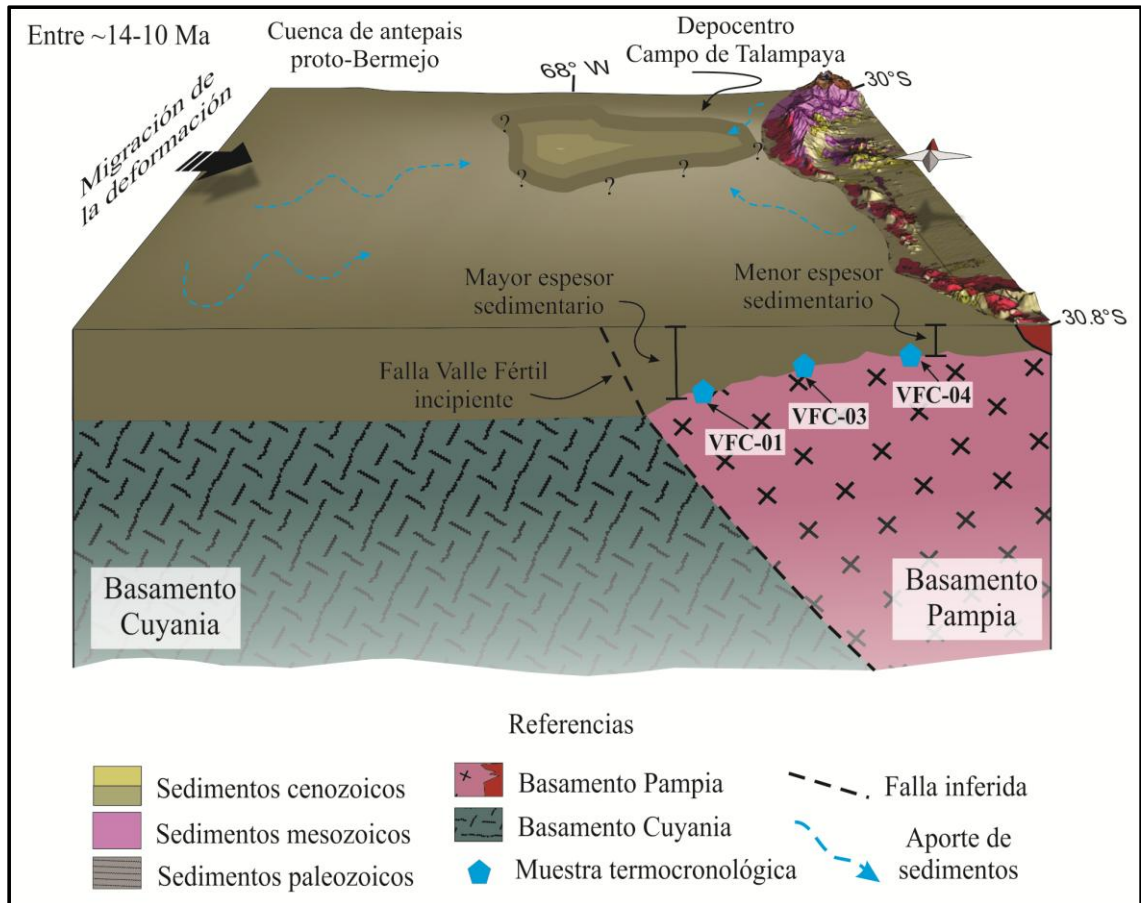


Figura 4.28. Bloque 3D de una incipiente actividad de la falla Valle Fértil que estaría marcado por las edades AHe y AFT de la muestra VFC-01, localizada sobre la transecta C-C'. Obsérvese una mayor acumulación de sedimentos para el depocentro de Campo de Talampaya (véase localización en Fig. 3.10), al norte de la sierra de Valle Fértil (Jordan et al., 2001; Malizia et al., 1995). Véase ubicación de las muestras termocronológicas en la figura 4.12.

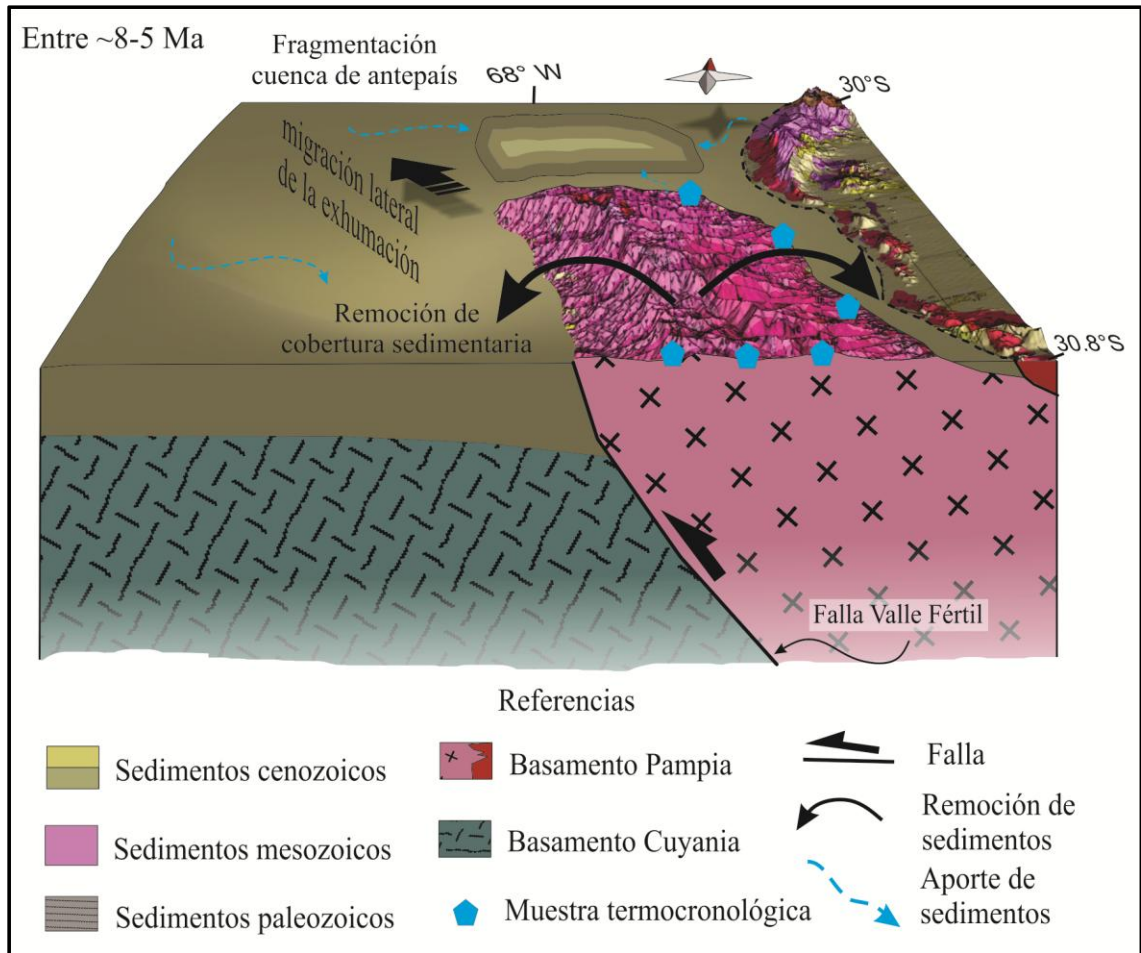


Figura 4.29. Migración lateral de la deformación, y por ende, de la exhumación de la sierra de Valle Fértil hacia su sector norte. Para este estadio ocurre la fragmentación de la cuenca de antepaís proto-Bermejo (Jordan et al., 2001). Obsérvese que las muestras localizadas cercanas a la falla Valle Fértil experimentan la remoción de un mayor espesor de sedimentos que aquellas ubicadas en su borde oriental. Véase la localización de las muestras termocronológicas en figura 4.12.

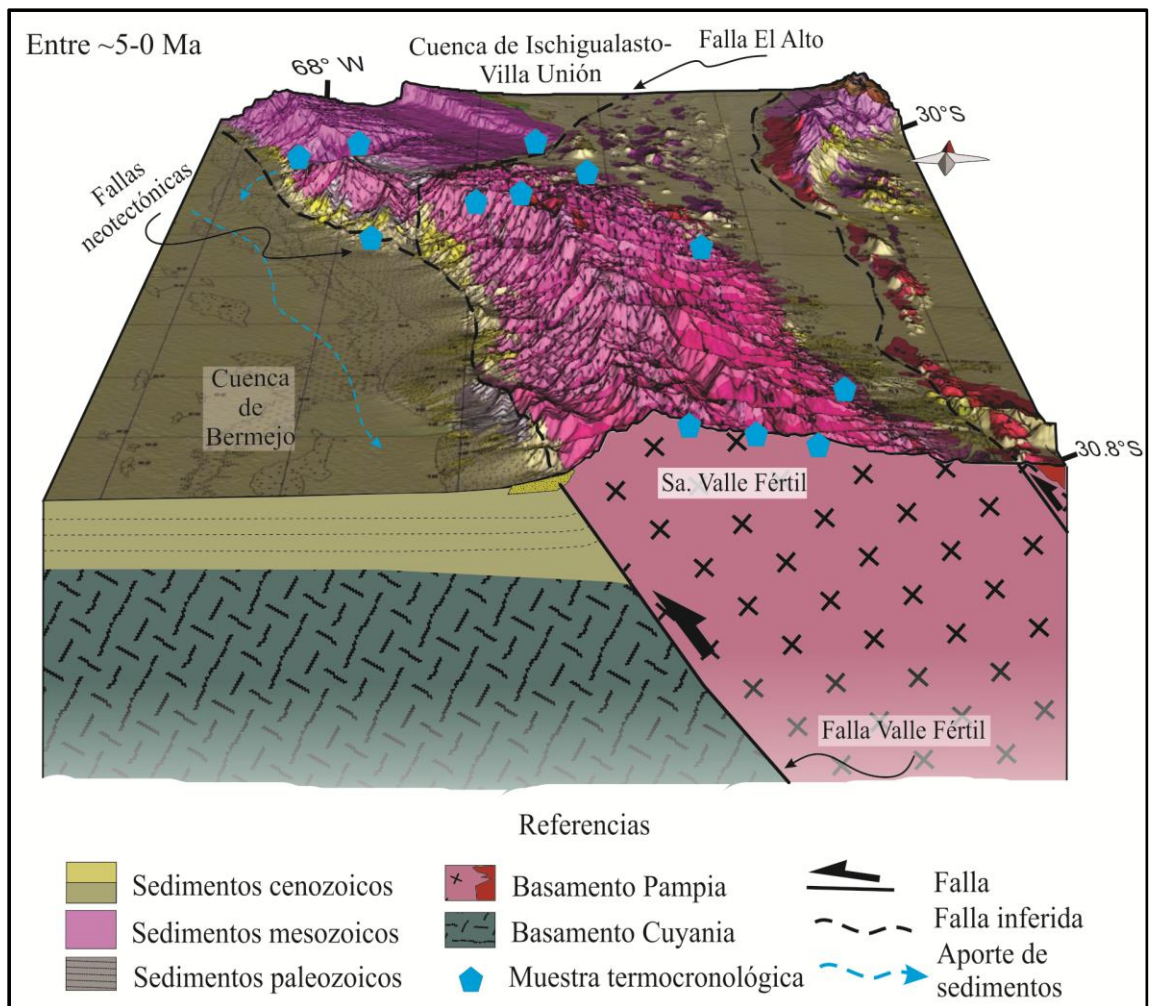


Figura 4.30. Exhumación del sector norte de la sierra de Valle Fértil por acción de las fallas Valle Fértil y El Alto. Desconexión de la cuenca de Bermejo con la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Hacia los ~3 Ma comienza la canibalización de los sedimentos cenozoicos en el depocentro del Campo de Talampaya (Reynolds et al., 1990, Johnson et al., 1986 y Malizia et al., 1995). Obsérvese imagen de fallas neotectónicas afectando abanicos aluviales de probable edad holocena en la figura 4.25. Véase la localización de las muestras termocronológicas en las Figs. 4.9, 4.11 y 4.12

Capítulo 5. Modelo de deformación para la sierra de Valle Fértil

Una observación que surge de lo detallado en los capítulos 3 y 4 es la falta de una correlación entre la sismicidad y las superficies de fallamiento en el interior de la sierra de Valle Fértil (Ortiz et al., 2017). Por este motivo se procedió a evaluar la geometría, el estilo estructural y los mecanismos de fallamiento mediante la generación de un modelo 3D de deformación para este sector de las Sierras Pampeanas Occidentales.

En este capítulo se propone un modelo de deformación, que busca compilar tanto la información geológica como la información geofísica obtenida durante este trabajo doctoral para la sierra de Valle Fértil. Dicho modelo se realizó utilizando el software MOVETM, elaborado por *Midland Valley Exploration Ltd.*, y del cual se cuenta con una licencia académica en el Grupo de Sismotectónica de la FCEFNO de la UNSJ. La plataforma de este programa permite integrar variados tipos de datos geológicos estructurales, líneas sísmicas, características inherentes a las litologías y otros geofísicos como hipocentros de eventos sísmicos.

La primera etapa en la construcción del modelo de deformación cortical, consistió en cargar un modelo de elevación digital del terreno (DEM, por sus siglas en inglés *Digital Elevation Model*) para la zona de estudio; en este caso se utilizó un DEM con resolución de pixel de 30 metros, descargado de la página www.landcover.org. En una segunda etapa se apilaron imágenes satelitales de la zona de estudio, la hoja geológica 3169-II San José de Jáchal (Furque et al., 1998) y resultados de estudios específicos en la zona, con el propósito de realizar una correcta interpretación de las estructuras que afectan a la sierra de Valle Fértil en una vista tridimensional. Luego se cargaron líneas sísmicas en tiempo adquiridas por la empresa YPF entre los años 1970-1980 para interpretar y correlacionar la disposición de las estructuras en profundidad bajo el valle de Bermejo. Posteriormente se cargaron datos sismológicos locales, los cuales corresponden a las Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan. Finalmente se compiló toda la información en un solo modelo y se interpretó por separado las soluciones de mecanismos focales con el objetivo de ayudar a determinar niveles de transición frágil-dúctil y polaridad de estructuras sismogénicas.

5.1 Interpretación de líneas de reflexión sísmica para el valle de Bermejo

La interpretación de líneas de reflexión sísmica, se refiere a cómo obtener información geológica a partir de imágenes sísmicas del subsuelo. Para ello, se procedió al marcado de reflectores principales. Es importante identificar superficies reflectoras principales y su continuidad lateral; sin embargo, esta consistencia puede verse interrumpida ya sea por fallas o por cambios laterales de facies sedimentarias. En las líneas sísmicas del valle de Bermejo, por lo general es fácil discriminar los reflectores derivados de rocas sedimentarias de aquellos que conforman el basamento de la cuenca. Los reflectores provenientes de la acumulación de sedimentos se presentan continuos por una distancia horizontal considerable, mientras que el basamento, por lo general, se muestra fracturado y por ello exhibe reflectores discontinuos o entrecortados.

Otra de las características importantes a reconocer son aquellas estructuras que no sólo afecten a los sedimentos sino también al basamento de la cuenca en los que están apoyados. Una primera interpretación puede brindar una idea de la geometría de la cuenca bajo análisis y su estructuración. La figura 5.1.1 muestra un ejemplo de interpretación para la línea sísmica 9050 cuya localización y detalles se muestran en el Capítulo 2, Fig. 2.21 y Tabla 2. Hacia el sector este de la línea 9050 (derecha) se encuentra la sierra de Valle Fértil, mientras que hacia el oeste (izquierda) se ubicaría la Precordillera. Entre estas dos áreas topográficamente elevadas (Fig. 2.21) se disponen paquetes sedimentarios cenozoicos, los cuales rellenan el valle de Bermejo (. También puede notarse que estos sedimentos se presentan suavemente plegados, lo cual puede ser atribuido a la acción de estructuras de fallamiento (Figs. 5.1 y 5.2). Debido a la falta de información de pozo no se pudieron discriminar las diferentes unidades sedimentarias cenozoicas descritas por Zapata y Allmendinger (1996) en las líneas sísmicas, por lo tanto, sólo se reconocieron tres grandes unidades, las cuales podrían corresponderse con las formaciones Quebrada del Jarillal (base), Río Jáchal (medio) y Mogna (tope, Fig. 5. 2).

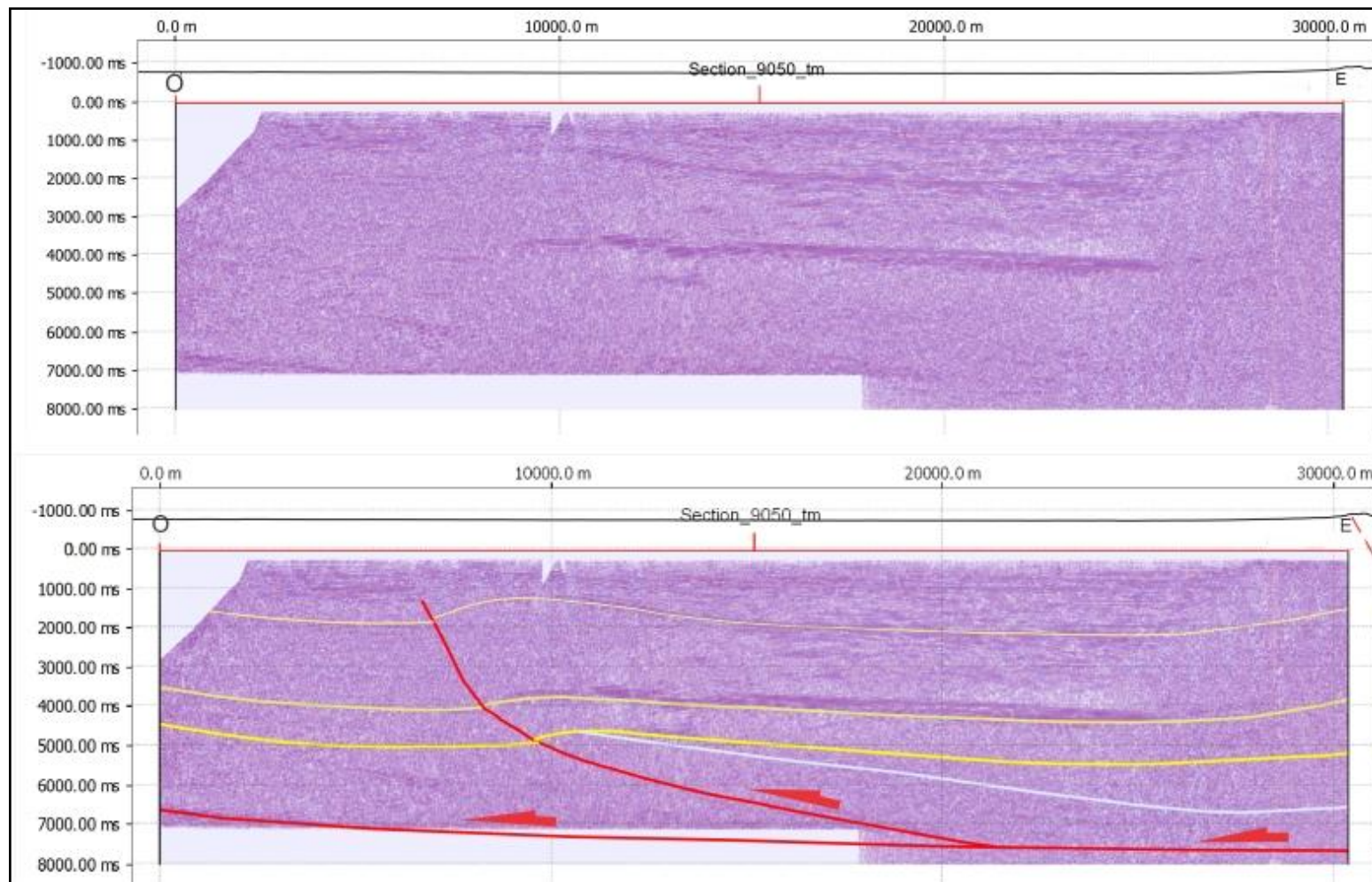


Figura 5.1. Línea sísmica 9050 sin interpretar (imagen superior) y la misma línea interpretada (imagen inferior) utilizando MOVETM. La localización de esta línea puede observarse en la Fig. 2.21 Las líneas continuas amarillas corresponden a la base de los sedimentos cenozoicos, las grises a la base de sedimentos carboníferos, mientras que las líneas rojas delimitan fallas inversas. Obsérvese la disposición en tiempo para la escala vertical.

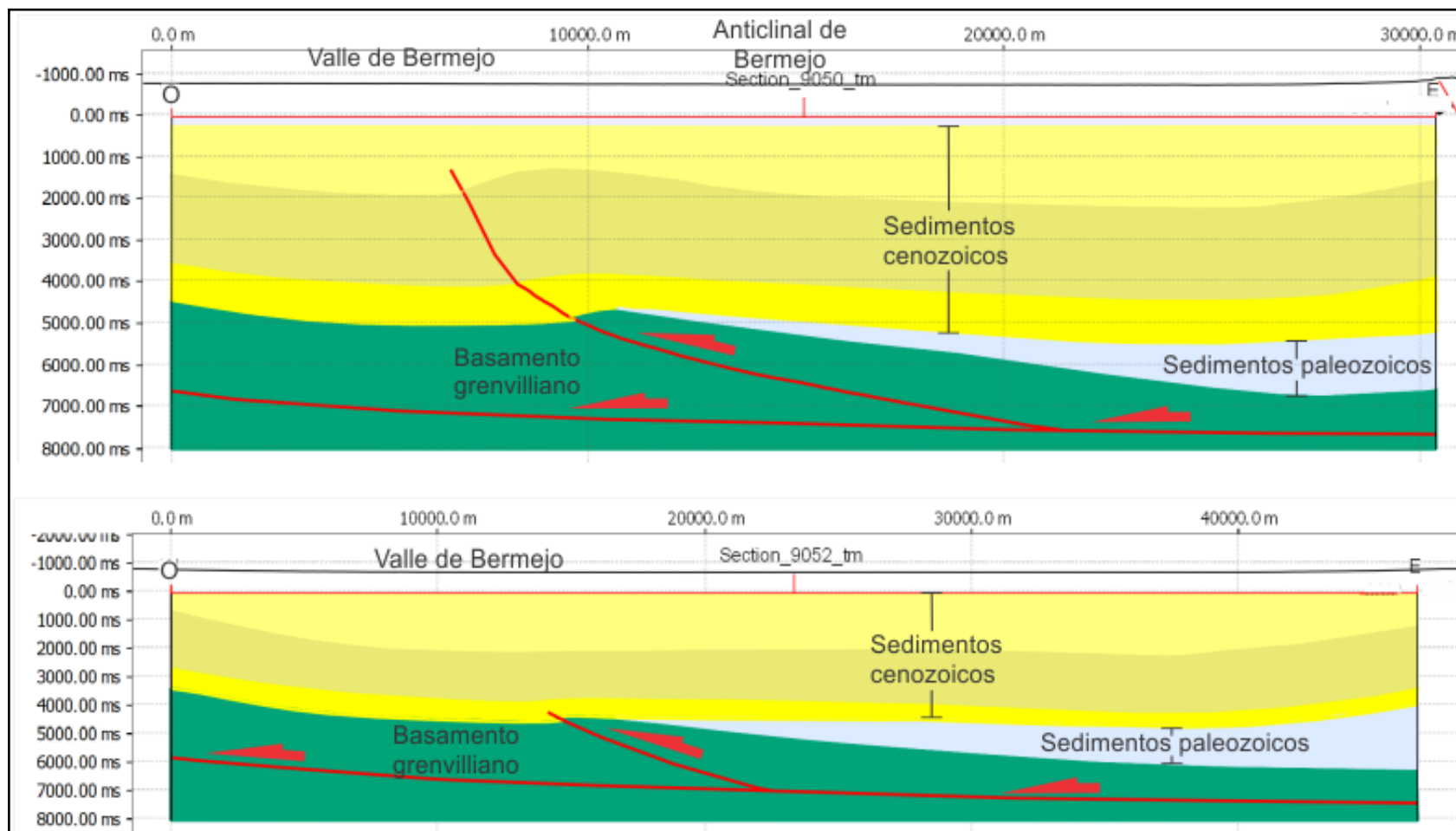


Figura 5.2. Comparación entre la interpretación de las líneas de reflexión sísmica 9050 (imagen superior) y 9052 (imagen inferior) atravesando el valle de Bermejo (véanse sus localizaciones y detalles en la Fig. 2.20 y Tabla 2 del Capítulo 2). Nótese el rechazo vertical diferencial, entre los sedimentos cenozoicos, ocasionado por la falla que genera el anticlinal de Bermejo.

A fin de identificar la extensión lateral de estos eventos estructurales y sedimentológicos, resulta significativa la correlación de los mismos mediante la unión de sus reflectores en cada una de las líneas sísmicas interpretadas. Para ello, el *software* MOVE™ permite también la visualización de una vista tridimensional de los perfiles sísmicos con sus interpretaciones realizadas para cada uno con el objeto de lograr una posterior interpretación conjunta de las líneas sísmicas. De esta manera, la figura 5.3 exhibe la disposición lateral de las formaciones interpretadas y las estructuras que las afectan.

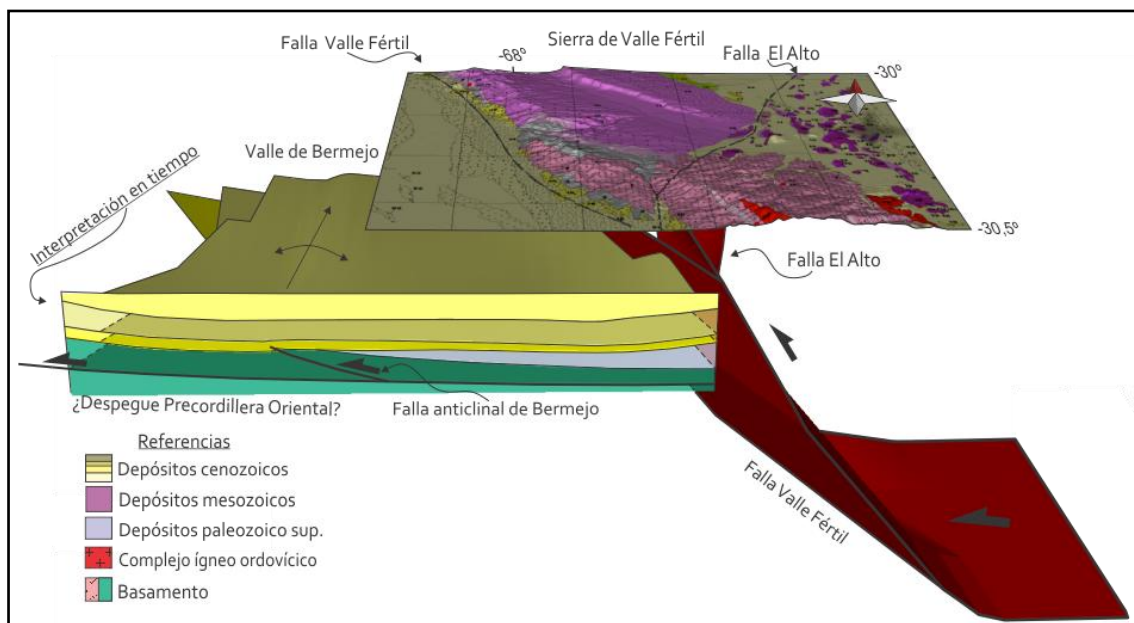


Figura 5.3. Vista 3D de la geología del sector norte de la sierra de Valle Fértil y el valle de Bermejo. Para la geología de superficie se superpuso la hoja geológica 3169-II San José de Jáchal (Furque et al., 1998). Bajo el valle de Bermejo se muestra el resultado de las interpretaciones en tiempo de las diferentes líneas sísmicas utilizadas en esta tesis doctoral como se muestra en las Figs. 5.1 y 5.2 (véase Fig. 2.21 del capítulo 2 para su ubicación).

Es importante destacar que para una mejor caracterización de la región estudiada, es fundamental conocer la profundidad de las estructuras que afectan estos sedimentos cenozoicos. Sin embargo, la adquisición de estas líneas fue en tiempo y por lo tanto, es preciso contar con una ley de velocidades sísmicas que mejor ajuste a la geología del subsuelo para realizar una conversión en profundidad de las mismas. El programa contiene la opción de hacer la conversión a profundidad (*depth conversion*)

mediante el uso de polígonos. Esto se refiere a que se debe delimitar cada unidad litológica a través de polígonos, a los cuales se les asigna propiedades tales como tipo de roca, porosidad, velocidad sísmica, permeabilidad, etc. Así, se llevó a cabo la delimitación en polígonos y una asignación de sus propiedades para posteriormente realizar la conversión en profundidad para cada sección sísmica del valle de Bermejo (Fig. 5.4).

En cuanto a las propiedades establecidas, se utilizó una velocidad sísmica promedio V_0 de 2.400 m/s para los paquetes sedimentarios cenozoicos (Snyder et al., 1990; Brocher, 2005) y además se fijó una litología promedio de tipo arenisca media en base a los afloramientos de la cuenca del Bermejo, en la localidad de Huaco (Fig. 2.22). Luego se discriminaron depósitos, asignados al Carbonífero, cuya composición se infiere lutítica en base a los afloramientos en el sector norte de la sierra de Valle Fértil (Fig. 4.4), con una V_0 de 2.500 m/s (Brocher, 2005). Finalmente, para el basamento se estableció una composición promedio de tipo gnéssica con una V_0 de 2.600 m/s (Brocher, 2005). Las litologías asignadas a esta última unidad se basan en los afloramientos presentes en la sierra de Valle Fértil e inmediaciones.

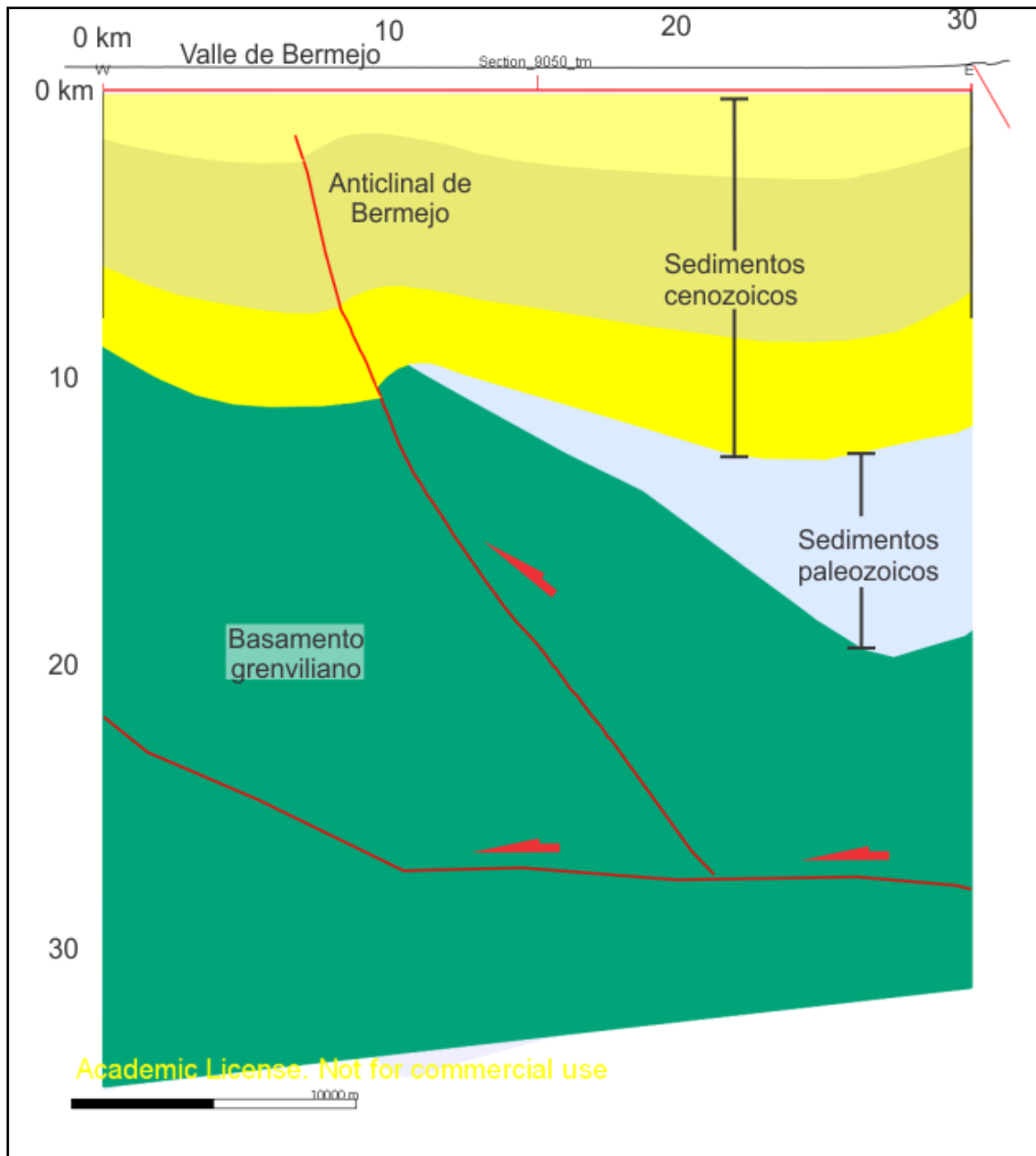


Figura 5.4. Conversión en profundidad de la línea sísmica 9050 mostrada en la Figs. 5.1 y 5.2. Véase la ubicación de la misma en la Fig. 2.21 del capítulo 2.

De la conversión en profundidad de las secciones sísmicas se concluye que los sedimentos cenozoicos exhiben un espesor promedio de ~10 km para el sector norte del valle de Bermejo, con la característica principal de la presencia de una estructura de plegamiento que no aflora en superficie, denominada anticlinal de Bermejo. Las interpretaciones estructurales para este trabajo se basaron en aquellas realizadas por Zapata y Allmendinger (1996). Estos autores habían reconocido previamente esta estructura, sin embargo en este trabajo, la visualización en tres dimensiones ayuda más

fehacientemente a la caracterización de la misma. Así por ejemplo, este plegamiento de tipo anticlinal contiene su eje mayor, elongado en sentido norte-sur, con una longitud aproximada de 30 km y un eje menor, perpendicular al anterior, con una longitud de ~6,7 km. Esta estructura anticlinal presenta además un eje buzante hacia el sur. Su génesis se asocia a una falla de basamento que se propaga hacia el oeste a medida que se produce el plegamiento de las capas cenozoicas, por lo que se lo interpreta como una estructura de tipo *pliegue por propagación de falla*. Sin embargo, como se observó en la figura 5.2, cuando se comparan las líneas 9050 y 9052, cuyas localizaciones se muestran en la Fig. 2.21, se puede inferir que la falla que da origen a este pliegue, denominada falla del anticlinal del Bermejo, pierde rechazo hacia el sur, afectando sólo a los primeros metros sobre la base de los sedimentos cenozoicos. Cabe agregar además, que en la interpretación realizada en esta tesis doctoral se observa una estructura aún más profunda, la cual estaría deformando el basamento, en forma de despegue, y que se propagaría hacia el oeste. Esta última estructura podría deberse a aquella que deforma y exhuma a la Precordillera Oriental, a estas latitudes. En base a estas interpretaciones y suposiciones, se podría concluir que la Precordillera Oriental mantendría una deformación de piel gruesa, pues involucraría al basamento. Se destaca que estas estructuras mantendrían un mismo nivel de despegue, el cual inclina hacia el este, con un bajo ángulo, y muy probablemente podría unirse a una estructura de primer orden, como por ejemplo la falla Valle Fértil.

Un modelo, aún más completo, para el sector norte de la sierra de Valle Fértil y valle de Bermejo se muestra en la figura 5.5, donde gran parte de la información geológica de superficie utilizada fue extraída de la hoja geológica Jáchal (Furque et al., 1998). En la figura 5.5 se puede interpretar que tanto la falla Valle Fértil, como la falla El Alto, no sólo se unen en profundidad, sino que además exhuman parte del basamento de la sierra y por lo tanto se puede inferir que comparten el mismo nivel de despegue en profundidad. Otros autores, basándose en modelos tectosedimentarios de cuencas de hemigraben, interpretaron a estas estructuras como lítricas. Estas estructuras se horizontalizarían a cierto nivel de profundidad, generándose durante una etapa de rifting para el Triásico inferior (Currie et al., 2009; Milana y Alcober, 1994). Sin embargo estos autores infirieron en base a estudios sedimentológicos como sería la configuración de ambas fallas en profundidad ya que carecían de información de subsuelo.

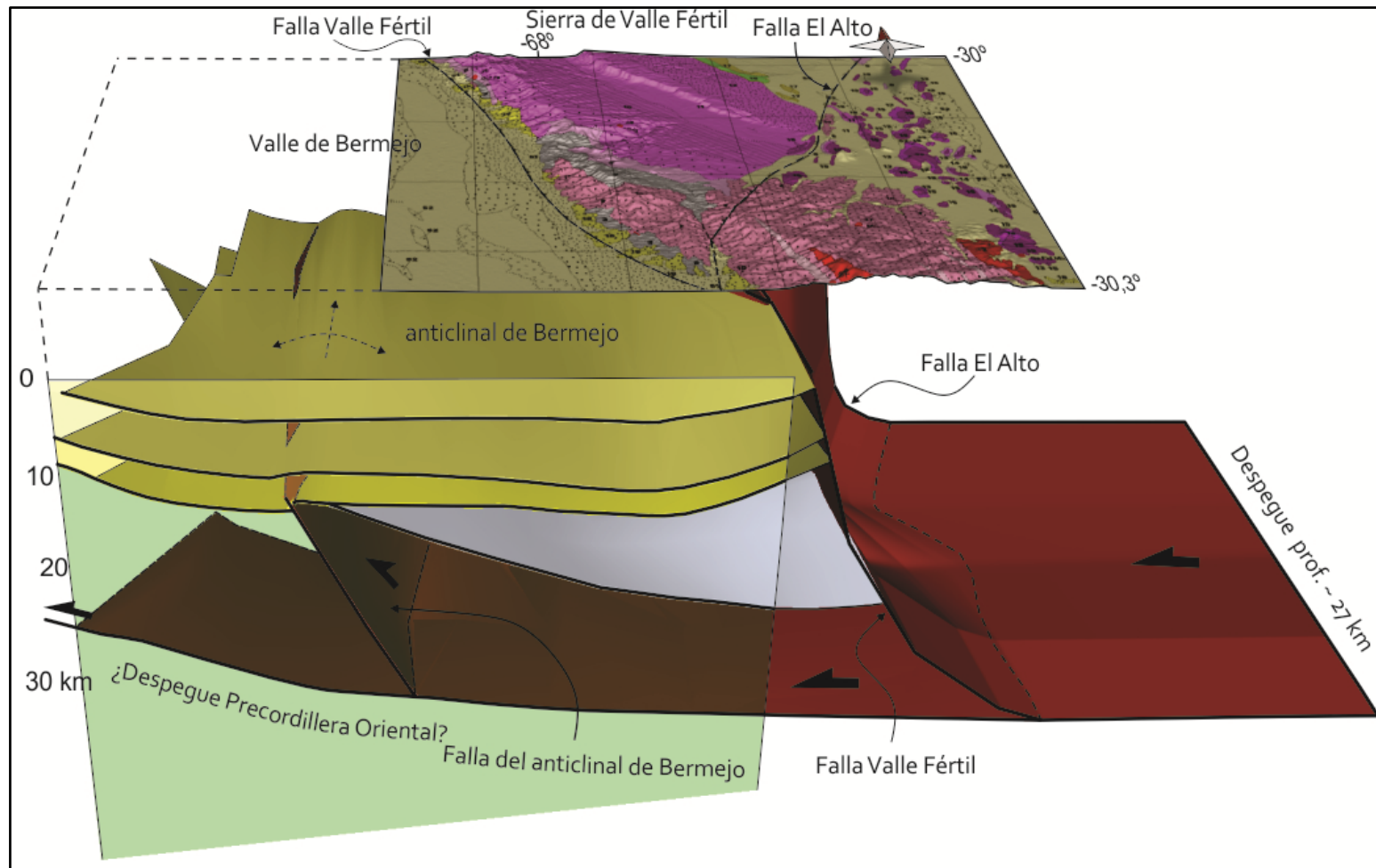


Figura 5.5. Modelo geológico estructural para el sector norte de la sierra de Valle Fértil y valle de Bermejo, realizado a partir de interpretaciones de líneas de reflexión sísmica (Figs. 5.2, 5.4 y 2.21 del capítulo 2) y geología de superficie (Furque et al., 1998). Obsérvese que las fallas Valle Fértil y El Alto mantienen el mismo nivel de despegue a unos 27 km en profundidad.

5.2 Datos sismológicos para la región de la sierra de Valle Fértil

5.2.1 Sismicidad local, mecanismos focales y estructura de velocidades sísmicas

Los estudios de Venerdini et al. (2016) muestran actividad sísmica para la región conformada por el sistema serrano Valle Fértil-La Huerta con un total de 44 sismos corticales durante el experimento SIEMBRA (Fig. 2.15 del capítulo 2) de magnitud pequeña a moderada ($1,8 \leq M_w \leq 4,1$) para un lapso de tiempo entre 2008 y 2009. La mayoría de esta sismicidad se localiza entre 15 y 36 km de profundidad. Un estudio de las soluciones de mecanismos focales para estos eventos exhibe 15 mecanismos focales con solución inversa pura, 13 con solución inversa con componente de rumbo y 16 con solución de rumbo sinistral con componente inversa (Fig. 5.6).

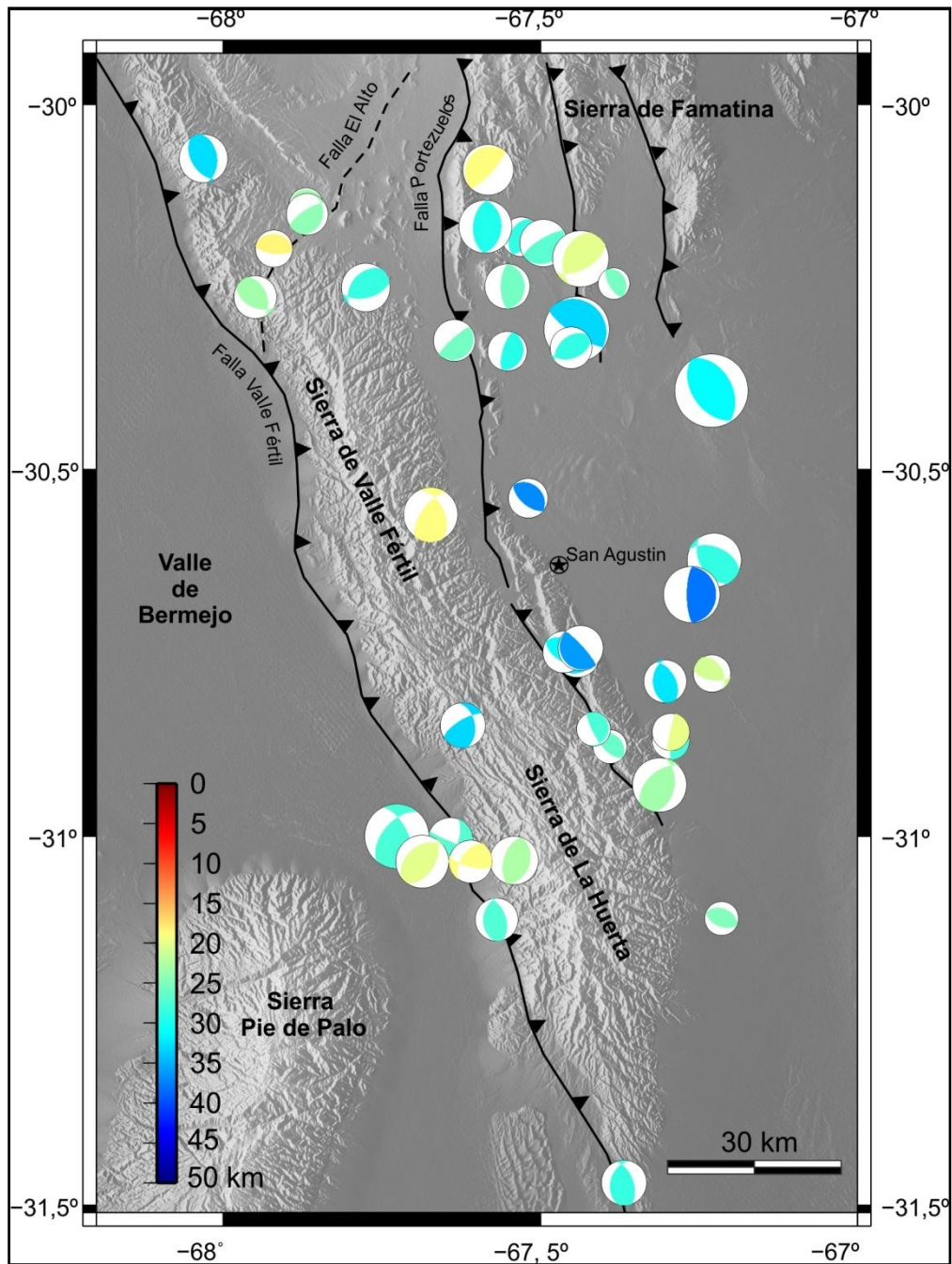


Figura 5.6. Resultados de mecanismos focales de sismos durante el proyecto SIEMBRA (dos años entre 2008 y 2010) en la zona de la sierra de Valle Fértil-La Huerta. El tamaño de los círculos representa su magnitud en el rango entre $1,8 \leq M_W \leq 4,1$. La profundidad focal se encuentra en km de acuerdo a la escala de colores inserta.

La distribución de sismos (Figs. 5.6 y 5.7) muestra para el sector norte una localización preponderantemente hacia el este de la falla Valle Fértil que bordea el flanco occidental de la sierra; estos sismos se extienden hasta la prolongación sur de la

sierra de Famatina, para esas latitudes. Cabe destacar además la predominancia de eventos sísmicos con soluciones de mecanismo focal de fallamiento inverso para este sector. La Figura 5.7 B muestra los mismos sismos en proyección vertical a lo largo del perfil X-X' (paneles A y B). Además, se muestra el modelo de velocidades sísmicas para la corteza continental de unos 47 km de espesor obtenido por tomografía 1D (Venerdini et al., 2016) para la región de las Sierras Pampeanas Occidentales (Fig. 5.7 C). Puede verse que los sismos se localizan en una zona de la corteza media, entre 15 y 36 km de profundidad, en buena correlación con las zonas de discontinuidades en las velocidades sísmicas situadas por debajo y por encima del nivel sísmico y con un claro estilo compresivo de la deformación. Se destaca que no se observa sismicidad en la corteza superior ni en la corteza inferior.

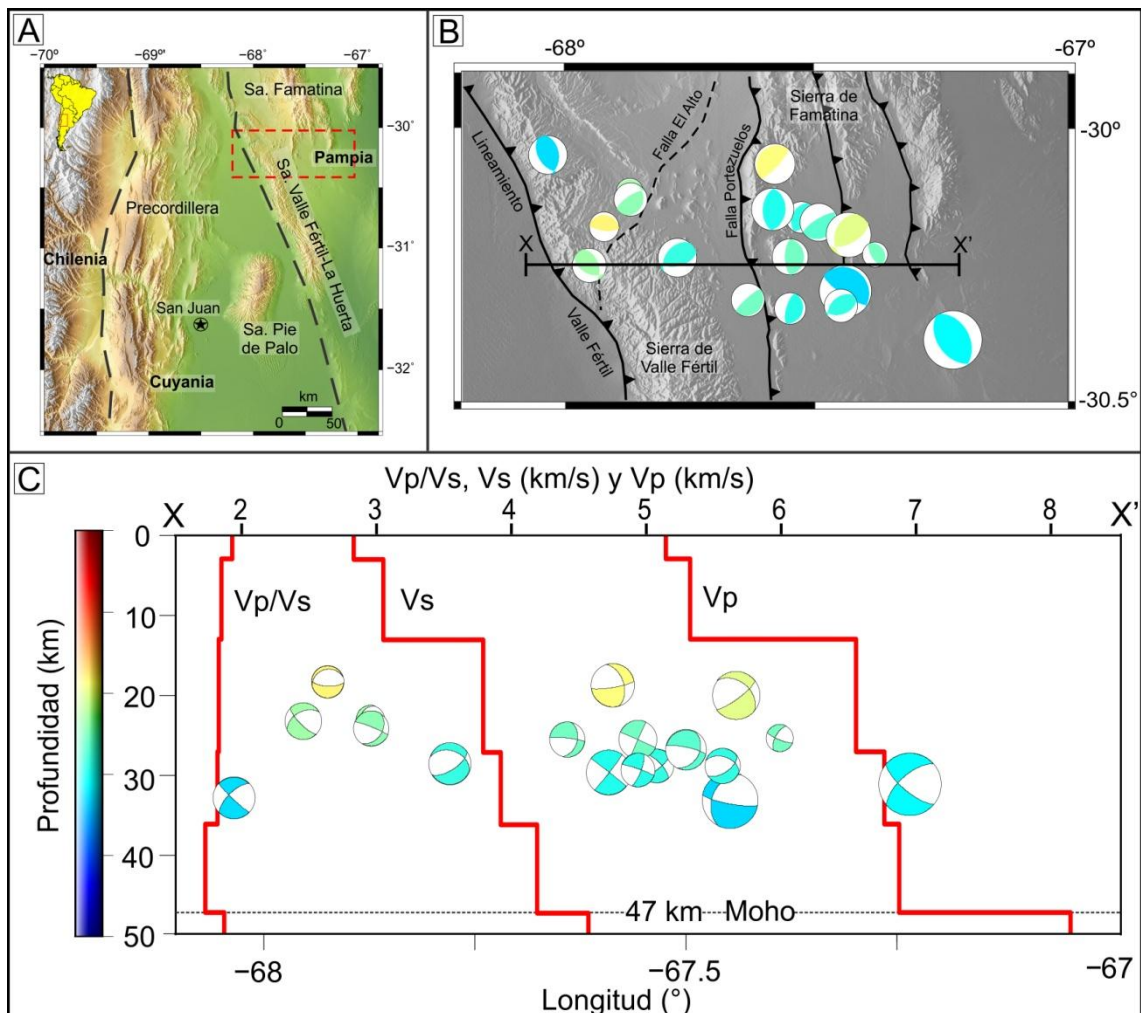


Figura 5.7. A) Diferentes terrenos acrecionados en la región occidental del centro-oeste de Argentina (Ramos et al., 2002); el recuadro de línea entrecortada roja indica la localización de la figura (B). B) Primeras determinaciones de mecanismos focales utilizando una red temporaria de estaciones sismológicas SIEMBRA entre 2008 y 2010 con proyección de la semi-esfera inferior en el círculo medio y colores

de la profundidad focal según la escala de la figura (C). También se indican las principales estructuras para el sector norte de la sierra de Valle Fértil. C) Modelo de velocidades sísmicas de ondas P y de ondas S obtenidos independientemente para la corteza de las Sierras Pampeanas Occidentales (Venerdini et al., 2016). Superpuesto, se muestra la proyección vertical de los mecanismos focales que se muestran en (B). Se observa que el nivel sísmico de la corteza de la sierra de Valle Fértil yace a profundidades de corteza media con niveles totalmente asísmicos en la parte superior e inferior de la corteza.

Hacia la región central de la sierra, entre el sistema serrano Valle Fértil-La Huerta y la sierra de Pie de Palo, se observa una concentración de sismos que incluyen algunas soluciones de rumbo (Fig. 5.8 B). En esta figura se muestra también superpuesto el modelo de velocidades sísmicas de ondas P y S de Venerdini et al. (2015). Los sismos ocurren a profundidades de corteza media-inferior con algunas soluciones a mayor profundidad que en el sector norte mostrado en la Fig. 5.8 C.

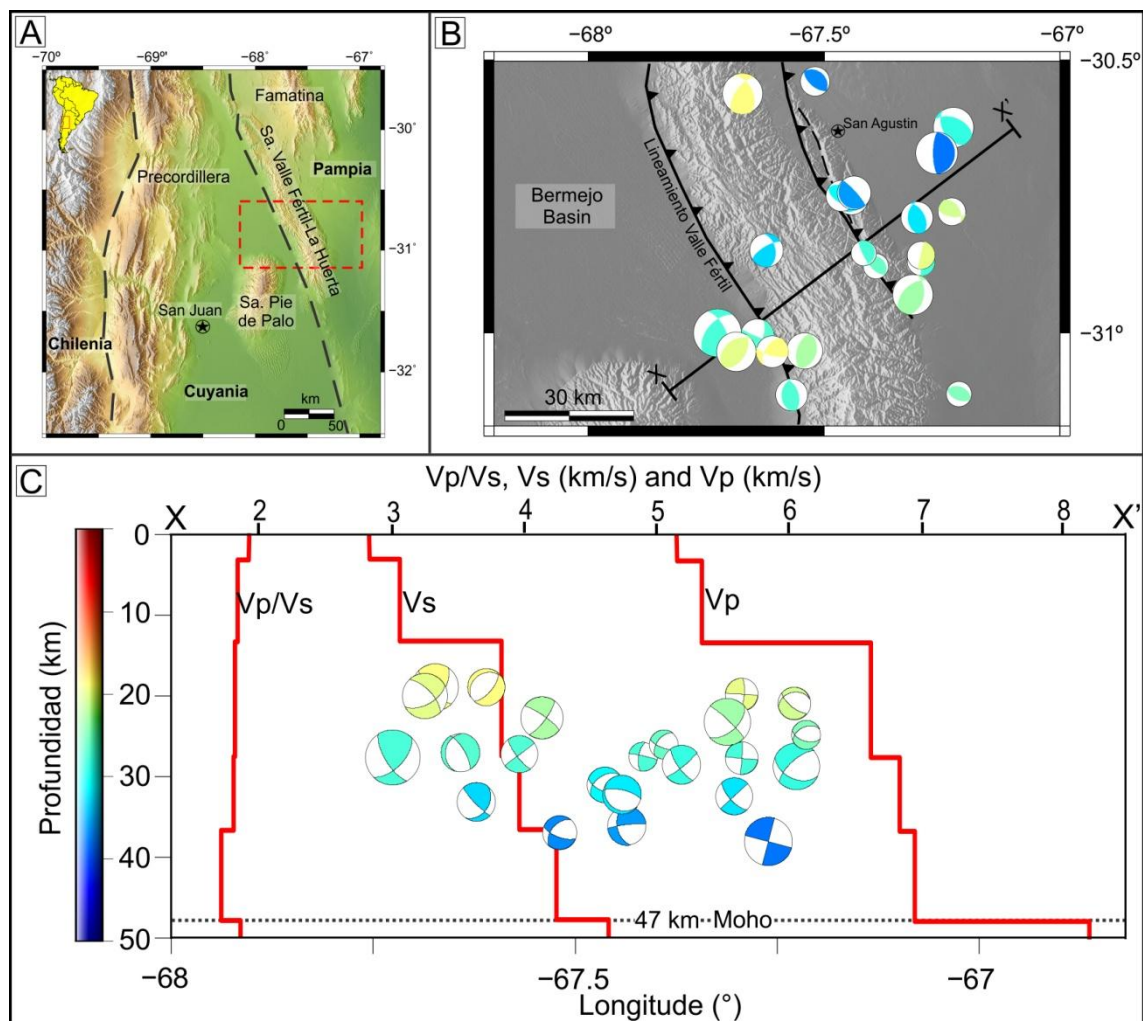


Figura 5.8. A) Diferentes terrenos de la región centro-oeste de Argentina (Ramos et al., 2002; Rapela et al., 2007). B) Mecanismos focales (vista en planta) y principales

estructuras para el sector centro de la sierra de Valle Fértil. C) Modelo de velocidades sísmicas (Venerdini et al. 2016) y proyección vertical de las soluciones de mecanismos focales mostrados en (B) para la región que yace por debajo del sector centro de la sierra de Valle Fértil. Nótese que el nivel de actividad sísmica se produce a profundidades de corteza media a inferior en este sector de la sierra de Valle Fértil.

De las imágenes anteriores se puede observar que la sismicidad se produce en una región bien delimitada entre dos discontinuidades en velocidades sísmicas intracorticales localizadas a 13 km y 36 km de profundidad, aproximadamente para el modelo de corteza que representa a las Sierras Pampeanas Occidentales de Venerdini et al. (2016), véase Fig. 2.17 del capítulo 2. Una interpretación de este trabajo es que el nivel superior situado a 13 km de profundidad coincidiría con una profundidad sísmica de eventos de magnitud moderada a elevada en el sur de las sierras de Pie de Palo y La Huerta, pero que difícilmente es observada bajo la sierra de Valle Fértil. Otra discontinuidad a 36 km de profundidad, aproximadamente pareciera profundizar de norte a sur y también la sismicidad; la misma indica el comienzo de una zona de corteza profunda de mayor ductilidad que inhibe la generación de sismicidad en la base de la misma. Esta corteza inferior presenta alta velocidad de ondas P y baja relación de V_p/V_s , indicando características de las rocas comparables a las del manto superior (Gilbert et al., 2006; Alvarado et al., 2009). Por lo tanto, esta zona probablemente presenta eclogitización parcial y tiene aparentemente gran extensión en la corteza inferior de los terrenos Chilenia, Cuyania y aún bajo Pampia (Fig. 3.19 del capítulo 3) en el sector de subducción horizontal (Ammirati et al., 2018). Finalmente, se destaca que el espesor de la corteza continental estaría engrosado con respecto a valores globales que indican un valor promedio de 41 km o menores según estudios de Christiansen y Mooney (1995).

5.2.2. Uso de datos sismológicos en MOVE™

Los datos de sismos anteriormente descriptos fueron incorporados a la plataforma de MOVE™. De este modo, la figura 5.9 muestra la distribución de los sismos bajo el subsuelo del sistema serrano Valle Fértil-La Huerta y sectores aledaños. Nótese la ocurrencia de sismicidad principalmente a niveles de corteza media-inferior, entre 15 y 36 km de profundidad bajo este sector de las Sierras Pampeanas

Occidentales. Sin embargo se destaca que la misma, se distribuye de forma heterogénea, exhibiendo concentraciones de sismicidad en el sector norte y centro del sistema serrano.

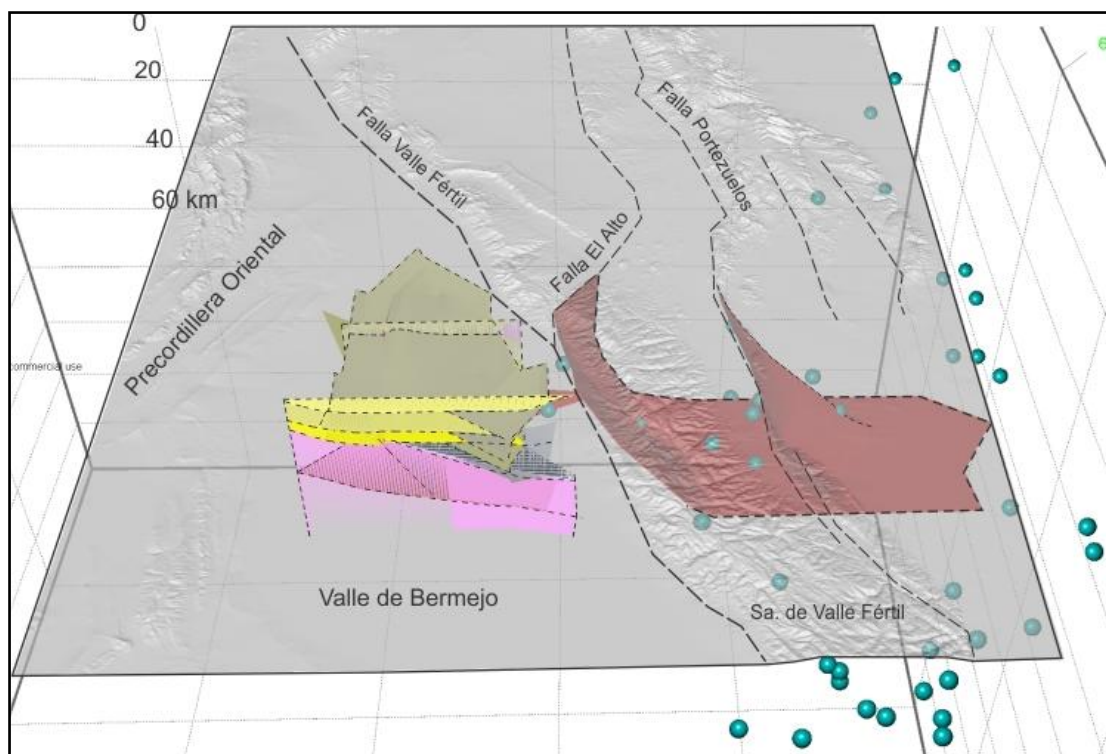


Figura 5.9. Visualización conjunta de datos de sismicidad entre 15 y 36 km de profundidad (hipocentros con esferas celestes), interpretación de líneas sísmicas en profundidad para la zona del valle de Bermejo (Fig. 2.21) y datos estructurales.

Uno de los propósitos de utilizar el software MOVETM consiste en la visualización precisa de la carga de datos tanto geológicos como geofísicos y, debido a que siempre se requiere de una mejor caracterización de la sismicidad asociada a estructuras, el uso de este software ha sido de suma utilidad para obtener una relación de la sismicidad con los sistemas de fallas de la sierra de Valle Fértil y otras fallas aledañas. Así, la plataforma del programa permitió realizar una serie de perfiles o secciones, eligiendo en modo usuario sus latitudes y profundidades; sobre los mismos fue posible proyectar todo tipo de información, tal como hipocentros, fallas, líneas de reflexión sísmica, superficie del terreno, etcétera (Fig. 5.10). El ancho de espacio para la proyección de datos sobre estas secciones fue realizado dentro de un rango aceptable,

~15 km reconociendo que las determinaciones geofísica contienen incertidumbres. Una apertura que supere este rango, puede cargar datos que no se encuentran en esa sección y, viceversa, un rango muy chico, acota demasiado la información a proyectar (Fig. 5.10).

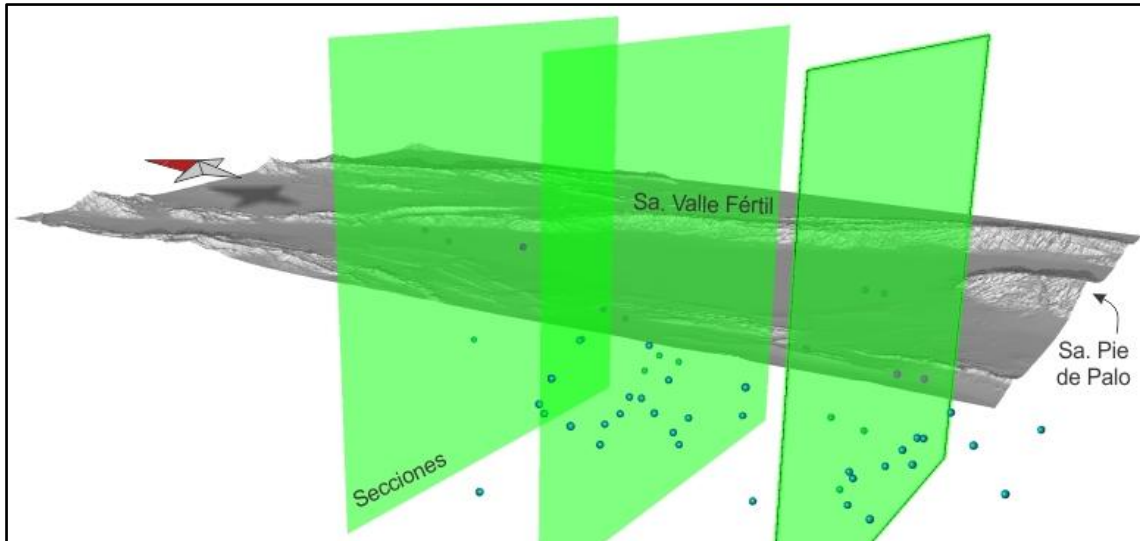


Figura 5.9. Creación de distintas secciones perpendiculares al rumbo principal de la sierra de Valle Fértil y a diferentes latitudes. Sobre las mismas se proyectaron datos geológicos y geofísicos consistentes en hipocentros de sismos ocurridos durante 2008 y 2010.

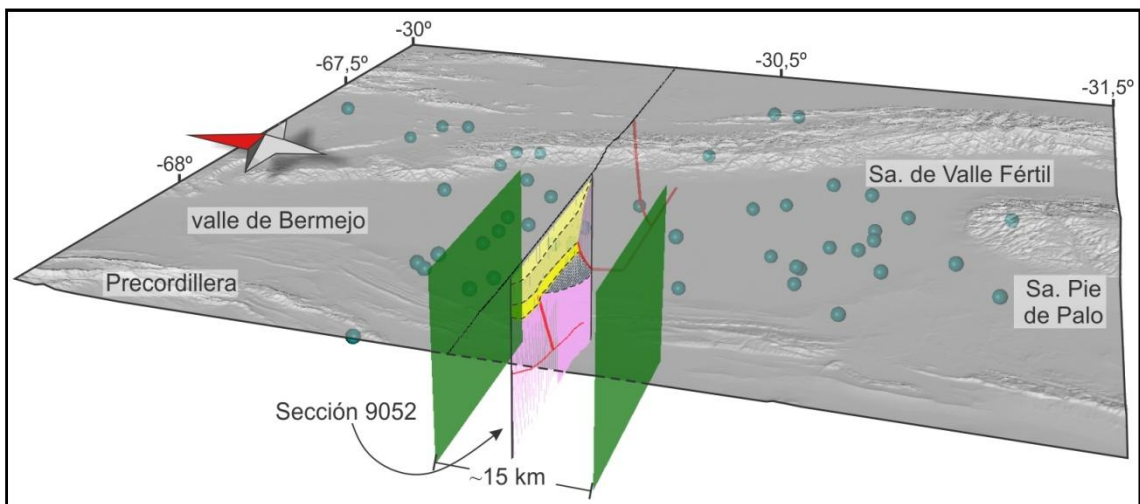


Figura 5.10. Ejemplo de una sección vertical realizada en coincidencia con la línea sísmica 9052 (véase su localización y detalles en Fig. 2.21 y Tabla 2). Se muestra su interpretación sísmica y en verde se visualiza el rango establecido a considerar para la proyección de datos. Nótese que la sección elegida corresponde a la 9052.

Las interpretaciones de las secciones, se realizaron en vistas 2D, donde se incluyeron líneas de reflexión sísmica, datos geológicos de superficie proyectados e hipocentros de eventos sísmicos ocurridos entre 2008 y 2010. La figura 5.11 exhibe una de estas interpretaciones, realizada sobre un perfil localizado en el sector norte de la sierra de Valle Fértil, a una latitud de $\sim 30,5^\circ$ S. A este perfil se le agregó la línea sísmica 9052, su respectiva interpretación a través del uso de polígonos y convertida en profundidad como se detalló en el ítem 5.1 de este capítulo. Además se añadieron proyecciones en superficie de la falla Valle Fértil y otras fallas que aparecen en la región, como la falla Portezuelos (Furque et al., 1998), la cual pertenece al sector sur de la sierra de Famatina. Finalmente, se analizaron estos datos en conjunto y se interpretaron las trazas de las estructuras de fallamiento en profundidad, hasta extenderlas a superficie, según el caso.

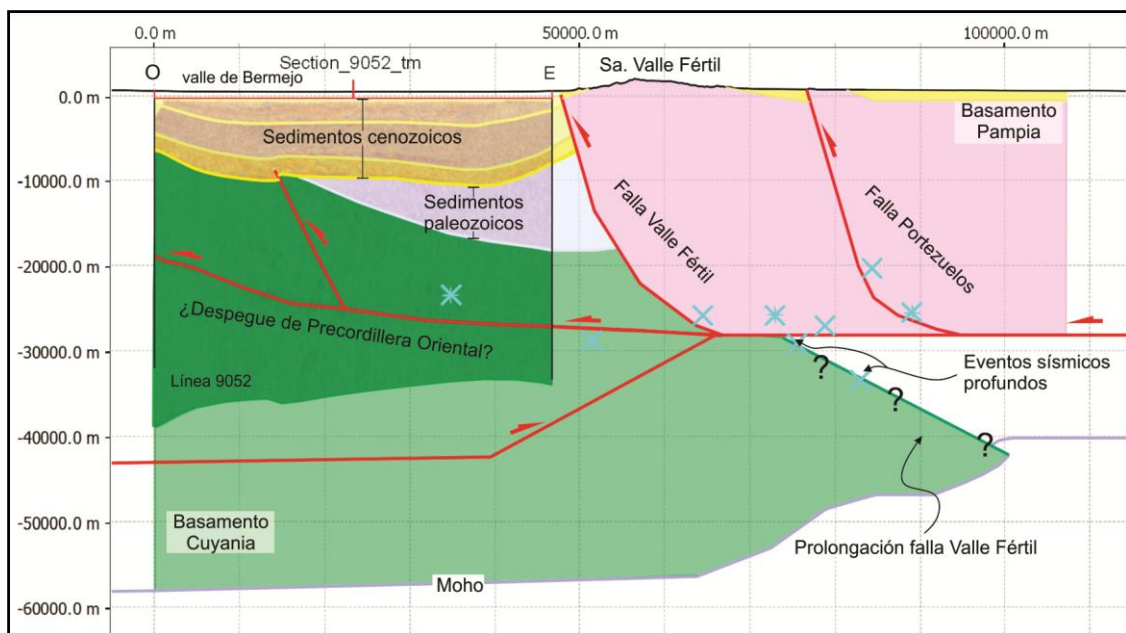


Figura 5.11. Sección interpretada en coincidencia con la línea de reflexión sísmica de YPF 9052 (véase su localización y detalles en la Fig. 2.21 y Tabla 2), en la que se han incluido hipocentros de sismos ocurridos entre 2008 y 2010 (cruces celestes) y la interpretación de líneas de reflexión sísmica que se muestra en las figuras 5.2 y 5.5. Nótese la coincidencia entre las diferentes estructuras de fallamiento (líneas rojas) y los eventos sísmicos. No fue posible incluir la información de mecanismos focales en las imágenes, sin embargo se tomaron en cuenta para la interpretación de las estructuras.

5.3 Modelo 3D integrado a escala cortical para la sierra de Valle Fértil y regiones aledañas

En la figura 5.12 se presenta el modelo obtenido para el sector norte de la sierra de Valle Fértil, valle de Bermejo y una parte del sector sur de la sierra de Famatina. El mismo exhibe un sistema de fallas lístricas que exhuman una serie de bloques pampeanos, observándose que las mismas se conectan en una zona de despegue a una profundidad de 27 km, aproximadamente.

Cabe destacar que aquellas estructuras que afectan a la cuenca de Bermejo, tendrían su origen en la propagación de la deformación hacia el oeste, desde la falla Valle Fértil. Sin embargo, esta estructura exhibe la mayor actividad sísmica concentrada en un sector de corteza media a inferior, entre 15 y 36 km de profundidad.

Finalmente, se hace notar que la interpretación en 3D está basada en los únicos datos de sismicidad moderna bien localizados para la zona, líneas sísmicas re-interpretadas asumiendo una ley de velocidades sísmicas que ajusta las profundidades sísmicas entre otros datos utilizados.

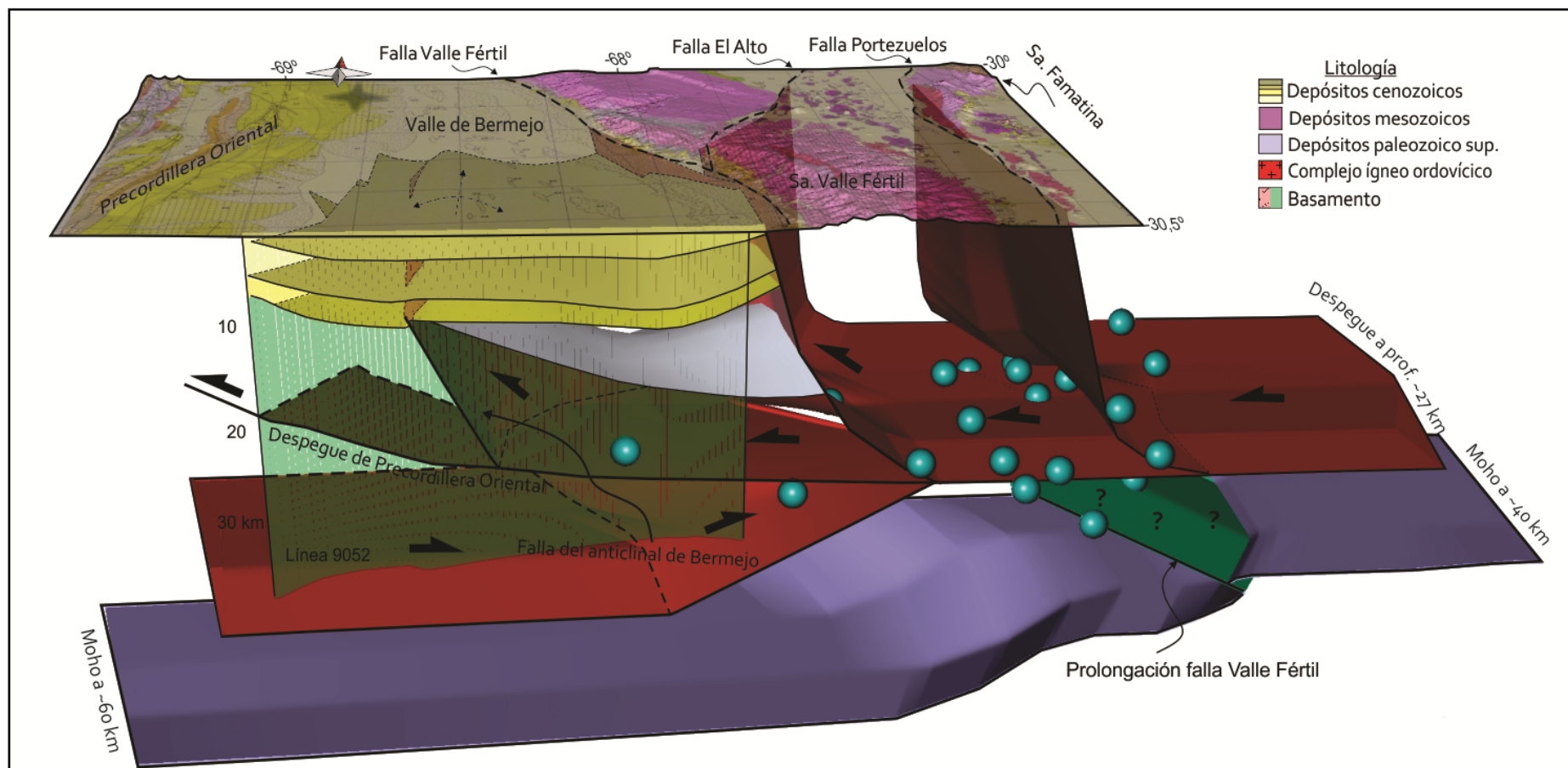


Figura 5.12. Modelo geológico estructural para el sector norte de la cuenca de Bermejo, sierra de Valle Fértil y sector sur de la sierra de Famatina. Las esferas celestes representan sismos registrados por estaciones locales durante 2008 y 2010. Bajo el valle de Bermejo, se muestran la interpretación de la línea de reflexión sísmica de YPF 9052 (Fig. 2.21 y Tabla 2) y su posterior conversión en profundidad (Fig. 5.5).

5.4 Conclusiones

A partir del análisis de sismicidad cortical utilizando ondas P y ondas S para el sistema serrano Valle Fértil-La Huerta se puede inferir que la mayor parte de la deformación sísmica moderna corresponde a fallamiento de tipo inverso, acomodando la misma principalmente a una profundidad de corteza media a inferior de entre ~15 y ~35 km. Se observan discontinuidades sísmicas a unos 13, 27 y 36 km. La base y la parte superior de la corteza son asísmicas y el espesor de la corteza varía de ~60 km bajo Precordillera a ~50 km bajo la sierra de Valle de Fértil decayendo a ~40 km bajo el terreno Pampa (Ammirati et al., 2018).

Mediante la re-interpretación de las líneas de reflexión sísmica, fue posible observar sedimentos neógenos que rellenan la cuenca de Bermejo, con un espesor aproximado de ~10 km. Bien localizada, se observa una cuenca de sedimentos paleozoicos, con espesor de ~3 km y más profundo se encontraría el basamento, que se presenta altamente deformado. Así, es posible observar que la cuenca de Bermejo presenta estructuras de plegamiento, asociadas a fallas que tienen su origen en el basamento. Mediante datos geológicos de superficie y sismológicos fue posible caracterizar los sistemas de fallamiento principales actuantes en la región, los cuales ayudaron en la elaboración de un modelo en tres dimensiones en MOVETM. Cabe destacar que los datos re-interpretados toman de base los modelos propuestos por Zapata y Allmendinger (1996), observándose notoriamente a la falla Valle Fértil como la estructura de primer orden que afecta a este bloque pampeano.

Sin embargo, existen otras discontinuidades como aquellas identificadas en el contraste de velocidades sísmicas en modelos tomográficos por Venerdini et al. (2016) y que además, son consistentes con el modelo de deformación de Constantini et al. (2015). Así, la discontinuidad en velocidades sísmicas ubicada a 13 km de profundidad se correlaciona con un cambio litológico que podría corresponderse al pasaje de rocas carbonáticas cambro-ordovícicas a basamento máfico grenvilliano situado a mayor profundidad bajo el valle de Bermejo. Asimismo, las discontinuidades localizadas a 27 y 36 km de profundidad son producidas por estructuración interna del basamento, tanto grenvilliano como pampeano. Para la sierra de Valle Fértil se propone que la falla Valle Fértil se horizontalizaría a profundidades entre 27-30 km. Sin embargo la misma podría también prolongarse hasta la discontinuidad de Mohorovičić, generando un salto en la misma que separa una corteza de mayor espesor al oeste y de menor espesor al este de la falla Valle Fértil (Ammirati et al., 2018). A mayor

profundidad que 36 km existiría una zona de más ductilidad que inhibe la generación de sismos y cuyas propiedades son similares a las del manto superior (alta velocidad de onda P y baja relación de V_p/V_s), condiciones también observadas en la base de la corteza de otros sectores del terreno Cuyania (Pérez Luján et al., 2015).

Capítulo 6. Conclusiones finales

Del análisis de la información termocronológica de baja temperatura, llevada a cabo para la sierra de Valle Fértil entre 30° y 30,8° S se concluye que la exhumación de rocas de basamento hacia superficie, comenzaría hacia los ~14-10 Ma en su región central, con una migración lateral de la misma hacia su sector norte, aproximadamente a ~8-5 Ma. Debido a la escasez de datos termocronológicos para la región sur de la sierra de Valle Fértil, en comparación con el sector norte, no es posible caracterizar la migración de la deformación hacia ese sector con el mismo detalle; no obstante, la datación de una muestra de basamento obtenida por otros autores en la terminación sur de la sierra de La Huerta exhibe edades miocenas AHe reseteadas (5,1 Ma) para el basamento (Bense et al., 2013). Esta edad es comparable con aquella obtenida para la muestra SVF-02 (Fig. 4.10, véase Tabla A-1 en Apéndice) localizadas en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Así, asumiendo un gradiente geotérmico de 30 °C/km y las edades AHe y AFT reseteadas en su sector norte (~30° S) se estima una exhumación de al menos 3 km de roca, con una tasa de exhumación de ~0,4 a 0,6 mm/año para esa región. En el sector central (~30,8° S) de la sierra de Valle Fértil regiones cercanas a la falla Valle Fértil presentarían sólo edades AHe reseteadas, con tasas de exhumación más pequeñas, de aproximadamente ~0,3 mm/año. Sin embargo, aquellas regiones ubicadas sobre el borde oriental de la sierra de Valle Fértil, exhiben edades AHe y AFT no reseteadas que van del Pérmico al Cretácico y algunas de edad oligocenas parcialmente reseteadas. El modelado individual realizado sobre 4 muestras con óptima ubicación respecto a la falla de Valle Fértil (muestras VFN-07, QF-07, VFC-01, VFC-04 y Figs. 4.20, 4.21, 4.22, 4.23) en este sector, estaría evidenciando un leve calentamiento que podría deberse a la acumulación de sedimentos cenozoicos, pero que en su sector oriental no sería suficiente para resetear las edades. En cuanto a un análisis más detallado del patrón de edades no reseteadas, para muestras localizadas a ~14 km de distancia horizontal hacia el este de la falla Valle Fértil, es posible advertir que existe una zona de transición rampa-plano siguiendo a Lock y Willet (2008) en sus propuestas de deformación de fajas plegadas y corridas a partir de información de termocronología.

Del modelado conjunto de información sísmológica, análisis de secciones de reflexión sísmica obtenidas por YPF en la década del 70'-80', geología de superficie utilizando el software MOVETM se concluye que la sierra de Valle Fértil limitada en su borde occidental por la falla Valle Fértil, con una extensión longitudinal de 180 km aproximadamente, exhibe

un buzamiento de alto ángulo ($\sim 60^\circ$) hacia el este, que se horizontalizaría a una profundidad de ~ 27 -30 km. Esta zona de falla sería la principal estructura que acomoda la deformación en este bloque pampeano de las Sierras Pampeanas Occidentales durante el Mioceno. No obstante la falla de Valle Fértil podría continuarse hasta la discontinuidad de Mohorovičić, donde la afectaría generando un salto en la misma que separa una corteza de mayor espesor al este y menor espesor bajo Pampia (Ammirati et al., 2018). La sismicidad moderna indica zonas en profundidad con ocurrencia de sismicidad a niveles de corteza media a inferior, entre 15 y 36 km de profundidad. Sus mecanismos focales son mayoritariamente de tipo inverso, con eje mayor de esfuerzo compresivo orientado según un acimut oeste-este ($\sim 90^\circ$). Sin embargo, la sismicidad reciente analizada indica que la misma no es exclusiva a la falla Valle Fértil; parte de la actividad sísmica puede correlacionarse también con la falla El Alto, la cual se ubica al sur de la Hoyada de Ischigualasto y más hacia el este de la falla Valle Fértil, compartiendo ambas estructuras un mismo nivel de despegue a unos 27 km de profundidad. Cabe destacar que una muestra de roca triásica (SVF-11, véase Figs. 6.1 y 4.10 y Tabla A-1 en el Apéndice) cercana a la falla El Alto arrojó edades termocronológicas AHe plio-pleistocenas de $2,2 \pm 0,4$ Ma, correspondiendo a las edades de exhumación más jóvenes obtenidas sobre este bloque serrano. Más hacia el este, la sismicidad moderna también se produce a niveles de corteza media-inferior, localizándose bajo el extremo sur del sistema de Famatina y atribuyéndose a la falla Portezuelos como la principal estructura que acomoda esta deformación reciente (Furque et al., 1998). Sin embargo, no se han realizado estudios termocronológicos, ni geológicos estructurales para este sector con el mismo grado de detalle que para la falla de Valle Fértil.

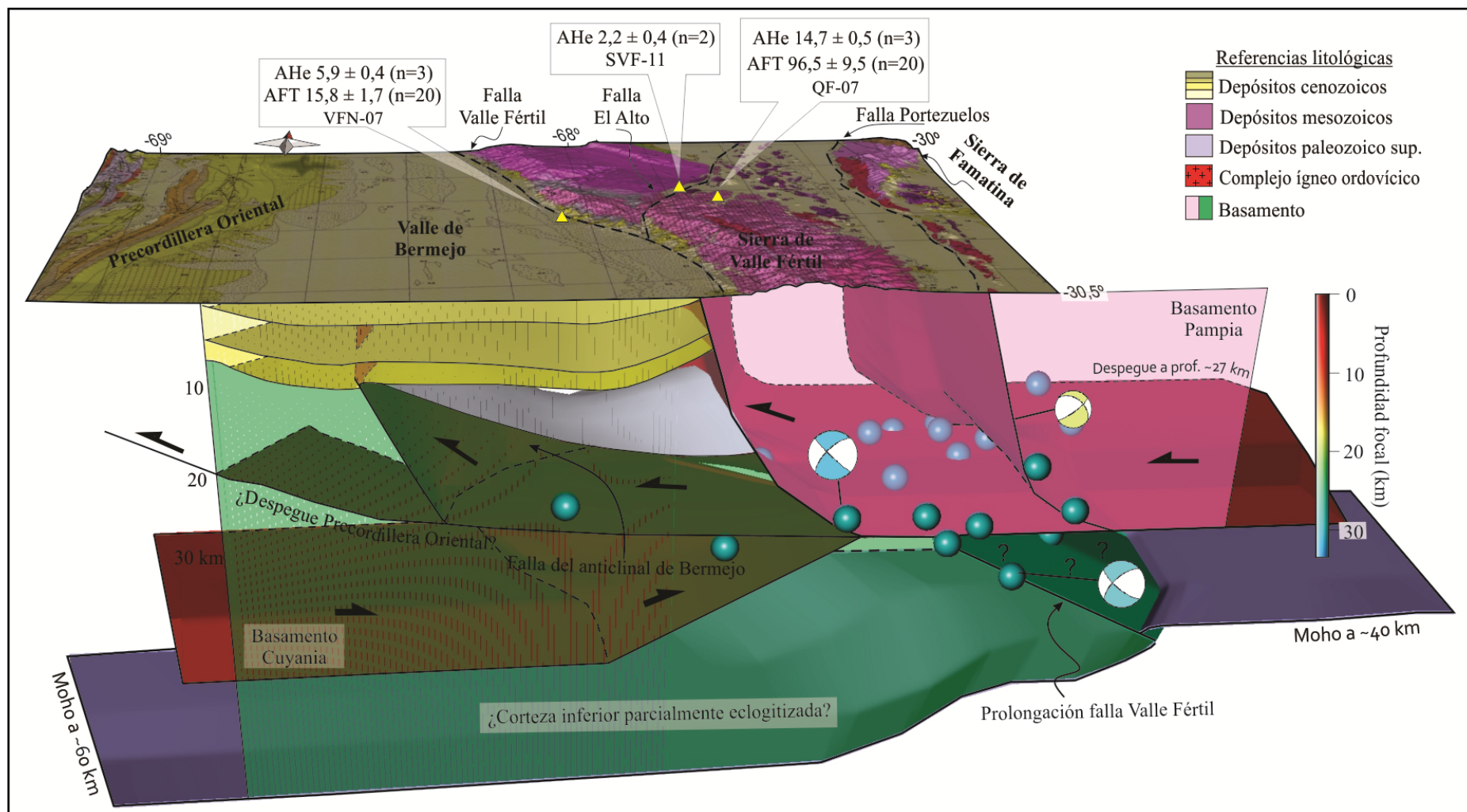
A mayor profundidad que 36 km y hasta 47 km (discontinuidad de Mohorovičić según Ahumada et al., 2016) se observa una ausencia de sismicidad por debajo del sistema serrano Valle Fértil-La Huerta. Además, los estudios utilizando trazas sísmicas indican la presencia de una discontinuidad en velocidades sísmicas con baja relación V_p/V_s (Venerdini et al., 2016). Esta zona podría corresponderse con un cambio litológico en esa zona de la corteza inferior, tal como la presencia de eclogitización parcial (Ahumada et al., 2017). Este nivel también existiría en otras zonas de la corteza inferior del terreno Cuyania (Gilbert et al., 2006; Alvarado et al., 2009; Pérez et al., 2016; Ammirati et al., 2016).

Evidencia de actividad neotectónica, en conjunto con la presencia de sismicidad pequeña a moderada ($0,8 \leq M_w \leq 4,1$) para la región comprendida entre 30° - $31,5^\circ$ S y 67° - 68° O, no descarta la probable ocurrencia de sismos de mayor tamaño similares al de Caucete,

San Juan de magnitud M_w 7,5 de 1977 en fallas ciegas bajo la sierra de Pie de Palo que también provocó movimiento en el sector sur del sistema serrano Valle Fértil-La Huerta (Volponi, 1979; Kadinsky-Cade et al., 1985). Por todo lo anteriormente expuesto las estructuras de fallamiento asociadas a la sierra de Valle Fértil estudiadas en esta tesis doctoral además de acomodar deformación de piel gruesa en forma continua con movimiento de fallas inversas, incrementan el peligro sísmico estimado en las provincias de San Juan y La Rioja.

A modo de conclusión de este trabajo de tesis doctoral se presenta la Fig. 6.1.

Figura 6.1 (a continuación). Esquema geológico cortical para el sector norte de la cuenca de Bermejo, sierra de Valle Fértil y sector sur de la sierra de Famatina con datos de Ammirati et al. (2018), Venerdini et al. (2016), Ramos et al. (2002) y Furque et al. (1998). Las esferas celestes representan sismos registrados por estaciones locales durante 2008 y 2010. Bajo el valle de Bermejo, se muestran la interpretación de la línea de reflexión sísmica 9052 y su posterior conversión en profundidad. Los triángulos amarillos representan tres muestras termocronológicas y sus resultados para el sector norte de la sierra de Valle Fértil, donde el parámetro n corresponde al número de cristales utilizados en la datación. Claramente se observa que la falla Valle Fértil es la principal estructura que exhuma la sierra de Valle Fértil con actividad sísmica hasta profundidades de 36 km con mecanismos focales inversos; esta estructura llegaría a la discontinuidad de Mohorovičić, generando un salto en la misma. Otras fallas adyacentes como El Alto y Portezuelos también participan en la deformación de acortamiento, compartiendo una misma zona de despegue. La zona de estudio exhibe sismicidad baja a moderada ($0,8 \leq M_w \leq 4,1$), pero no se descartan sismos de mayor magnitud, lo que representa un incremento del peligro sísmico para esta región.



Bibliografía

- Aceñolaza, G., Toselli, A.J., 1988. El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. In: V Chilean Geological Congress, 1, 55-67, Chile.
- Ahumada, M., F., Castro de Machuca, B., Alvarado, P., Ammirati, J.-B. y López, M.G., 2017. Modelo petrofísico del borde oriental de las sierras de Valle Fértil-La Huerta, Argentina, a partir de datos sísmicos y petrológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 34(1): 1-11.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. e Isacks, B., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude. *Tectonics* 9, 789-809.
- Allmendinger, R.W. y Judge, P.A., 2014. The Argentine Precordillera: A foreland thrust belt proximal to the subducted plate. *Geosphere* 10(6), 1203-1218.
- Alvarado, P. y Beck, S., 2006. Source characterization of the San Juan (Argentina) crustal earthquakes of 15 January 1994 (Mw 7.0) and 11 June 1952 (Mw 6.8). *Earth and Planetary Science Letters* 243, 615-631.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M. y Triep, E., 2005. Crustal deformation in the south-central Andes backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modeling. *Geophysical Journal International* 163, 580–598.
- Alvarado, P., Pardo, M., Gilbert, H., Miranda, S., Anderson, M., Saez, M. y Beck, S., 2009. Flat-slab subduction and crustal models for the seismically active Sierras Pampeanas region of Argentina. In: *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau uplift, and Ridge and Terrane Collision*, (Eds.): S. Kay, V. Ramos and W. Dickinson, Geological Society of America Memoir 204, 261-278.
- Amidon, W. H., Roden-Tice, M., Anderson, A. J., McKeon, R. E., y Shuster, D. L., 2016. Late Cretaceous unroofing of the White Mountains, New Hampshire, USA: An episode of passive margin rejuvenation?. *Geology*, 44 (6), 415-418.
- Ammirati, J.-B., Venerdini, A., Alcacer J.M., Alvarado, P., Gilbert H. y Sáez, M., 2018. Crustal structure beneath the eastern Sierras Pampeanas (Argentine back arc region, 31-32° S) from seismological and gravity data: New insights on regional tectonics and crustal composition, Submitted to *Tectonophysics*.
- Ammirati, J.B., Alvarado, P. y Beck, S., 2015. A lithospheric velocity model for the flat slab region of Argentina from joint inversion of Rayleigh wave phase velocity dispersion and teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International* 202, 224-241.

- Anderson, M., Alvarado, P., Zandt, G. y Beck, S., 2007. Geometry and brittle deformation of the subducting Nazca Plate, Central Chile and Argentina, *Geophysical Journal International* 171, 419–434.
- Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., y Kausel, E., 2010. The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, 29 (2).
- Astini, R.A., 2003. The Ordovician proto-Andean basins, In: *Ordovician Fossils of Argentina*, (Ed.) J.L. Benedetto, Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, 1–74, Córdoba, Argentina.
- Ault, A. K., y Flowers, R. M., 2012. Is apatite U-Th zonation information necessary for accurate interpretation of apatite (U-Th)/He thermochronometry data?: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 79, p. 60–78.
- Barazangui, M. e Isacks, B. I. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692.
- Bastias, H., Uliarte, E., Paredes, J., Sanchez, A., Bastias, J., Ruzycki, L. y Perucca L., 1990. “Neotectónica de la provincia de San Juan.” 11° Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Juan (228-245). San Juan
- Bastias, H., 1985. Fallamiento Cuaternario en la región sismotectónica de Precordillera. Undergraduate Final Thesis Work in Geology. Universidad Nacional de San Juan, (in Spanish) Argentina. 185 pp.
- Beck, S., Zandt, G., Wallace, T., Anderson, M., Fromm, R., Shearer, T., Wagner, L., Koper, K., Alvarado, P., Triep, E., Lince, F., Araujo, M., Bufaliza, M., Campos, J., Kausel, E. y Ruiz, J., 2001. CHARGE, The CHile ARgentinean Geophysical Experiment: Imaging the south central Andean lithosphere using passive broadband seismology. American Geophysical Union, Fall meeting 2001, abstract #T31A-0828.
- Benedetto, J.L., 2004. The allochthony of the Argentine Precordillera ten years later (1993-2003): a new paleobiogeographic test of the microcontinent model. *Gondwana Research* 7, 1027-1039.
- Bense, F.A., Löbens, S., Dunkl, I., Wemmer, K. y Siegesmund, S., 2013. Is the exhumation of the Sierras Pampeanas only related to Neogene flat-slab subduction? Implications from a multi-thermochronological approach. *Journal of South American Earth Sciences* 48, 123-144
- Braun, J., van der Beek, P. y Batt, G., 2006. *Quantitative Thermochronology*. Cambridge University Press.
- Brocher, T. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth’s crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 2081-2092.

- Brooks, B.A., Bevis, M., Smalley, R.J., Kendrick, E., Manceda, R., Lauría, E., Maturana, R. y Araujo, M., 2003. Crustal motion in the Southern Andes (26°–36°S): Do the Andes behave like a microplate? *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4, 1–14.
- Brown, R.W., Beucher, R., Roper, S., Persano, C., Stuart, F. y Fitzgerald, P., 2013. Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Geochim. Cosmochim. Acta* 122, 478–497.
- Cahill, T. e Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 17503.
- Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. In: 2nd Simposio de Geología Regional Argentina, Córdoba, Argentina, (Eds.) T.G., Castellanos, J.L., Sersic, S., Amuchastegui, R., Caputto, A.E., Cocucci, G.L., Fuchs, C.E., Gordillo, C.R., Melo., Academia Nacional de Ciencias 1, 394–453, Córdoba, Argentina.
- Cardozo, N. y Jordan, T., 2001. Causes of spatially variable tectonic subsidence in the Miocene Bermejo foreland basin, Argentina. *Basin Research* 13, 335–357.
- Carignano C., Cioccale M. y Rabassa J., 1999. Landscape antiquity of the central-eastern sierras pampeanas (Argentina): geomorphological evolution since gondwanic times. *Zeitschrift für Geomorphologie* 118:245–268
- Carrapa, B., Adelmann, D., Hilley, G. E., Mortimer, E., Sobel, E. y Strecker, M. R., 2005. Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes, *Tectonics*, 24, TC4011.
- Castro de Machuca, B., Arancibia, G., Morata, D., Belmar, M., Previley, L. y Pontoriero, S., 2008. P-T-t evolution of an Early Silurian medium-grade shear zone on the west side of the Famatinian magmatic arc, Argentina: implications for the assembly of the Western Gondwana margin. *Gondwana Research* 13, 216–226.
- Christensen, N. I., y Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100 (B6), 9761–9788.
- Coney, P. J. y Reynolds, S. J., 1977. Cordilleran Benioff zones: *Nature*, v. 270, p. 403–406.
- Constantini L., Manceda, R., Pérez, M., Figueroa, D., Calegari, R., y Carini, F., 2015. Precordillera Central y Oriental, ¿Faja plegada de lámina delgada?. *Acta geológica lilloana* 28 (suplemento): III Jornada de Geología de Precordillera. San Juan.
- Costa, C., Machette, M. N., Dart, R., Bastias, H., Paredes, J., Perucca, L., Tello, G. y Haller, K., 2000. Map and database of Quaternary faults and folds in Argentina. USGS, Open-File Report 00-0108

- Coughlin, T.J., O'Sullivan, P.B., Kohn, B.P. y Holcombe, R.J., 1998. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: Implications for the mechanisms of plateau uplift in the Andes. *Geology*, 26, 999-1002.
- Coward, M. P., 1983. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology*, 5 (2), 113-123.
- Criado Roque, P., Mombrú, C., Ramos, V. A. e Yrigoyen, M. R., 1981. Estructura e interpretación tectónica. In: VIII Argentinean Geological Congress, San Luis, Argentina, 155-192.
- Cristofolini, E., Otamendi, J., Tibaldi, A., Martino, R., y Baliani, I., 2010. Geología de la porción occidental de la sierra de Valle Fértil, San Juan, a partir de observaciones en la quebrada de Otarola. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(4), 521-535.
- Crowley, P., Reiners, P., Reuter, J. y Kaye, G., 2002. Laramide exhumation of the Bighorn Mountains, Wyoming: An apatite (U-Th)/He thermochronology study. *Geology*, 30, 27-30.
- Dávila, F. M. y Carter, A., 2013. Exhumation history of the Andean broken foreland revisited. *Geology* 41(4), 443-446.
- DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Kapp, P. y Zandt, G., 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nat. Geosci.* 2, 251–257
- Dodson M. H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contrib Mineral Petrol* 40:259-274
- Donelick RA, O'Sullivan P. y Ketcham R. A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58:49–94
- Ehlers T. A, y Farley K. A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* 206:1–14
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. y Fock, A., 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: implications for Andean mountain building. *Tectonics* 29, TC3006.
- Farley K. A., Shuster D. L. y Ketcham R. A., 2011. U and Th zonation in apatite observed by laser ablation ICPMS an implications for the (U–Th)/He system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 75, 4194–4215.
- Farley, K. A., 2000. Helium diffusion from apatite; general behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* 105, 2903-2914.

- Farley, K. A., 2002. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. In: Noble Gas Geochemistry, (Eds.) P.D., Porcelli, C.J., Ballentine, R., Wieler. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 47, 819–843.
- Farley, K. A. y Wolf, R. A., 1996. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60(21), 4223-4229.
- Fitzgerald, P. G., Sorkhabi, R. B., Redfield, T. F. y Stump, E., 1995. Uplift and denudation of the central Alaska Range: A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters, *J. Geophys. Res.*, 100, 20,175–20,191.
- Flowers, R. M., y Kelley, S. A., 2011. Interpreting data dispersion and “inverted” dates in apatite (U-Th)/He and fission-track datasets: an example from the US midcontinent. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(18), 5169-5186.
- Flowers, R. M., Ketcham, R. A., Shuster, D. L. y Farley, K. A., 2009. Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73(8), 2347–2365.
- Fosdick, J.C., Carrapa, B. y Ortiz, G. 2015. Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Science Letters*. 432: 73-83.
- Furque, G., González, P. y Caballé, M., 1998. Hoja Geológica 3169-II, San José de Jáchal (Provincias de San Juan y La Rioja). Escala 1:250.000. In: SEGEMAR Inst. Geol. y Recur. Miner., vol. 259, pp. 1–83.
- Gallardo, G., 2011. Determinación de la estructura de velocidades sísmicas a partir de la función del receptor en el flanco oriental de la sierra de Valle Fértil-La Huerta. Tesis de Licenciatura en Geofísica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan (Inédito).87 p., San Juan.
- Gans, C.R., Beck, S.L., Zandt, G., Gilbert, H., Alvarado, P., Anderson, M. y Linkimer, L., 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: new high-resolution results. *Geophysical Journal International* 186, 45-58.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A. y Dobson, K.J., 2012. Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology: 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44–56.
- Gilbert, H., Beck, S. y Zandt, G., 2006. Lithospheric and upper mantle structure of central Chile and Argentina, *Geophys. J. Int.*, 165, 383– 398.
- Gonzalez Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5, 81-110.

- Gordillo, C. E. y Lencinas, A., 1981. Geocronología y petrografía de las vulcanitas terciarias del Departamento de Pocho. Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36, 380–388.
- Green P. F, Duddy I. R, Gleadow A. J. W, Tingate P. R., 1985. Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nucl. Tracks Radiation Meas.* 10:323–28.
- Gutscher, M., Spakman, W., Bijwaard, H. y Engdahl, E., 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, 19, 814–833.
- INPRES, 2018. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Argentinean earthquake catalog (www.inpres.gov.ar).
- Introcaso, A., Pacino, M.C. y Fraga, H., 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30° and 35°S. *Tectonophysics* 205, 31–48.
- Johnson, N. M., Jordan, T. E., Johnson, P. A. y Naeser, C. W., 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina., In: *Foreland basins*, (Eds.) P., Allen, P., Homewood. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8, 63–75.
- Jordan, T. E., Schlunegger, F. y Cardozo, N., 2001. Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences* 14, 775– 798.
- Jordan, T. E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30–31°S, Andes Mountains: *Journal of Geology* 101, 135–156.
- Jordan, T. E., Zeitler, P., Ramos, V. y Gleadow, A. J. W. 1989. Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 2(3), 207–22.
- Jordan, T. E. y Allmendinger, R., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide deformation. *American Journal of Science* 286, 737-764.
- Jordan, T. E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A. y Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate: *Geological Society of America Bulletin* 94, 341–361.
- Kadinsky-Cade, K., Reilinger, R. e Isacks, B., 1985. Surface deformations associated with the November 23, 1977, Cauçete, Argentina, earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research* 90, 12,691– 12,700.

- Kay, S. M. y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab: *Journal of South American Earth Sciences* 15, 39–57, doi: 10.1016/S0895-9811(02)00005-6.
- Kay, S. M. y Abbruzzi, J. M., 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “flat-slab” between 30°S and 32°S. *Tectonophysics* 259, 15-28.
- Kay, S. M. y Gordillo, E., 1994. Pocho volcanic rocks and the melting of depleted continental lithosphere above a shallowly dipping subduction zone in the Central Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117, 25-44.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. y Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in the Central Andes (28°-33° S). *Geological Society of America Special Paper* 26, 113-137.
- Keidel, J. 1910. Informe sobre los trabajos efectuados por la sección geología de la División de Minas. *Geología e Hidrología en los años 1906, 1907 y 1908. Memoria año 1908. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas. Tomo 5 (2), 26-77.*
- Kelley, S. A., 2002. Unroofing of the southern Front Range, Colorado: A view from the Denver Basin: *Rocky Mountain Geology*, v. 37, p. 189–200.
- Ketcham, R. A., 2005. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 275-314.
- Langer, C.J. y Bollinger, G.A., 1988. Aftershocks of the western Argentina (Caucete) earthquake of 23 November 1977: some tectonic implications. *Tectonophysics* 148, 131–146.
- Langer, C.J. y Hartzell, S., 1996. Rupture distribution of the 1977 western Argentina earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 94, 121–132.
- Levina, M., Horton, B. K., Fuentes, F. y Stockli, D. F., 2014. Cenozoic sedimentation and exhumation of the foreland basin system preserved in the Precordillera thrust belt (31–32° S), southern central Andes, Argentina. *Tectonics* 33, 1659–1680.
- Limarino, C. O., Spalletti, L. A., Colombo Piñol, F. y Ciccioli P. L., 2013. Dynamics of the Valle Fértil Lineament during the Late Palaeozoic based on petrofacies analysis (Northwest Argentina). Article in *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*.
- Lince, F., Gimenez, M., Martinez, P. e Introcaso, A., 2008. Las estructuras de la cuenca de Bermejo y Sierra de Valle Fértil a partir de los métodos Deconvolución de Euler y Señal Analítica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63, 281-287.

- Llambias E. J., Brogioni N., 1981. Magmatismo Mesozoico y Cenozoico. In: Geología de La Provincia de San Luis. VIII Argentinean Geological Congress. Relatorio, San Luis, Argentina pp 101-115.
- Löbens, S., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I., Costa, C. H., Layer, P. y Siegesmund, S., 2011. Exhumation and uplift of the Sierras Pampeanas: preliminary implications from K/Ar fault gouge dating and low-T thermochronology in the Sierra de Comechingones (Argentina). *Int. J. Earth Sci.* 100 (2-3), 671-694.
- Löbens, S., Sobel, E.R., Bense, F.A., Wemmer, K., Dunkl, I. y Siegesmund, S., 2013. Refined thermochronological aspects of the Northern Sierras Pampeanas. *Tectonics* 32 (3), 453-472.
- Lock, J., y Willett, S., 2008. Low-temperature thermochronometric ages in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics*, 456 (3-4), 147-162.
- López-Gamundí, O., 2010. Sedimentation styles and variability of organic matter types in the Triassic, non-marine half-grabens of west Argentina: implications for petroleum systems in rift basins. *Petroleum Geoscience*, Vol. 16 2010, pp. 267–272.
- Losada-Calderón, A., McBride, S. y Bloom, M., 1994. The geology and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of magmatic activity and related mineralization in the Nevados del Famatina Mining District, La Rioja province, Argentina: *Journal of South American Earth Sciences* 7 (1), 9-24.
- Luján, S. B. P., Ammirati, J. B., Alvarado, P., y Vujovich, G. I., 2015. Constraining a mafic thick crust model in the Andean Precordillera of the Pampean flat slab subduction region. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 325-338.
- Malizia, D. C., Reynolds, J. H. y Tabbutt, K., 1995. Cronología de la sedimentación Neógena, tectonismo y edad de la estructuración en el Campo de Talampaya, Sierras Pampeanas, Provincia de La Rioja, Argentina, YPF, BIP 78-105.
- Martinez, A., Rodriguez Blanco, L., Ramos, V., 2006. Permo-Triassic magmatism of the Choiyoi Group in the Cordillera Frontal of Mendoza, Argentina: geological variations associated with changes in Paleo-Benioff zone. In: Backbone of the Americas Symposium, Mendoza. Asociación Geológica Argentina and Geological Society of America, Mendoza, Argentina.
- Martino, R., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba. 174 pp. (Inédita). Córdoba. Argentina.
- McCalpin, J. P., 1996. *Paleoseismology*, Academic Press Inc., 588 pp., California. USA.
- McDougall I. y Harrison TM. 1999. *Geochronology and Thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method*. Oxford: Oxford Univ. Press. 269 pp. 2nd ed.

- McKeon, R. E., Zeitler, P. K., Pazzaglia, F. J., Idleman, B. D., y Enkelmann, E., 2014. Decay of an old orogen: Inferences about Appalachian landscape evolution from low-temperature thermochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 126 (1-2), 31-46.
- Milana, J. P. y Alcober, O., 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca Triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Asociación Geológica Argentina* 49 (3-4), 217-235.
- Milana, J. P., 1990. Secuencias sedimentarias aluviales, subsidencia y Tectonismo en la cuenca de antepaís andina de la provincia de San Juan, Argentina. Segundo Simposio sobre el Terciario de Chile (Concepción), pp. 205-214.
- Miller, H. y Söllner, F., 2005. The Famatinian complex (NW Argentina): back-docking of an island arc or terrane accretion? Early Palaeozoic geodynamics at the western Gondwana margin. *Terrane Processes at the Margins of Gondwana: Geological Society, London, Special Publications* 246, 241–256.
- Monsalvo, V.G., Alvarado, P., Saez, M., Linkimer, L. y Bilbao, I., 2014. Deformación sísmica reciente de la sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71(2), 260-266.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, in *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, Earth Sci. Ser., vol. 11, edited by G. E. Ericksen, M. T. Cañas Pinochet and J. A. Reinemund, pp. 59–90, Circumpac. Counc. for Energy and Miner. Resour., Houston, Texas.
- Murray, K. E., Orme, D. A., y Reiners, P. W., 2014. Effects of U–Th-rich grain boundary phases on apatite helium ages. *Chemical Geology*, 390, 135-151.
- Ortiz, G., Venerdini, A., y Alvarado, P., 2017. Caracterización de la deformación cortical de la sierra de Valle Fértil durante la orogenia andina, Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina: integrando datos sismológicos y geológicos en MOVETM. XX Congreso Geológico Argentino. San Miguel del Tucumán, Argentina.
- Ortiz, G., Alvarado, P., Fosdick, J.C., Perucca, L., Saez, M. y Venerdini, A. 2015. Active deformation in the northern Sierra de Valle Fértil, Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 64 (2): 339-350.
- Ortiz, A., y Zambrano, J. J., 1981. La provincia geológica Precordillera oriental. In VIII Congreso Geológico Argentino. Vol. 3, pp. 59-74.
- Otamendi, J.E., Vujovich, G.I., de la Rosa, J.D., Tibaldi, A.M., Castro, A., Martino, R.D. y Pinotti, L.P., 2009. Geology and petrology of a deep crustal zone from the Famatinian paleoarc, Sierras de Valle Fértil and La Huerta, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 27, 258-279.
- Pazos, P. J., 1997. Estratigrafía de los depósitos carboníferos aflorantes a lo largo del lineamiento Valle Fértil (Provincia de San Juan–La Rioja). In *Cuenca Paganzo, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno Actas* 1, pp. 563-567.

- Perucca, L., Espejo, K., Esper, M. y Vargas, M., 2018. Neotectonic controls on the evolution of a river catchment: a case study in the Agua de la Peña river basin, Western Pampean Ranges, Argentina. *Geomorphology*.
- Perucca, L.P., Vargas, M., 2014. Neotectónica de la provincia de San Juan, centro-oeste de Argentina, *Bol. de la Soc. Geol. Mexicana* 66(2), 291–304.
- Peyton, S., L., y Carrapa, B., 2013. An introduction to low-temperature thermochronologic techniques, methodology, and applications, *in* C. Knight and J. Cuzella, eds., *Application of structural methods to Rocky Mountain hydrocarbon exploration and development: AAPG Studies in Geology* 65, p. 15–36.
- Quenardelle, S. M. y Ramos, V. A., 1999. Ordovician western Sierras Pampeanas magmatic belt: Record of Precordillera accretion in Argentina. In: Ramos, V. A. y Keppie, J. D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Paper 336: 63-86.
- Rabassa, J., Carignano, C. y Cioccale, M., 2010. Gondwana Paleosurfaces in Argentina: an Introduction. *Geociências* 29 (4), 439-466.
- Ramos, V. A., Vujovich, G., Martino, R. y Otamendi, J., 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50, 243–255.
- Ramos, V. A. y Folguera, A., 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society of London, Special Publications* 327, 31–54.
- Ramos V. A., 2009. Anatomy and global context of the Andes: main geological features and the Andean orogenic cycle. In: Kay S, Ramos V, Dickinson W, eds. *Backbone of the Americas: shallow subduction, plateau uplift and ridge and terrane collision*. Boulder, Colorado: The Geological Society of America, Memoir 204, 31–65.
- Ramos, V., Cristallini, E. y Pérez, D., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. 15: 59–78.
- Ramos, V. y Vujovich, G., 2000. Hoja Geológica San Juan, escala 1:250.000, Tech. Rep., Servicio Geológico Minero Argentino Boletín, Buenos Aires, Argentina.
- Ramos, V. A., y Alemán, A., 2000, Tectonic evolution of the Andes, in Cordani, E.U.J., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A., eds., *Tectonic Evolution of South America: Río de Janeiro, 31st International Geological Congress*, p. 635–685
- Ramos, V. A., 2000. Evolución tectónica de la Argentina. In: *Geología Argentina*. (Ed.) R. Caminos. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Anales* 29 (24), 715-784.
- Ramos, V. A., 1994. Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30-33°S lat.). In: *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and Evolution of an Active Continental Margin*, (Eds.) K.J., Reutter, E., Scheuber, P.J., Wigger. Springer, Berlin, Germany p. 249-261.

- Ramos, V. A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic–early Paleozoic: A collisional history of southern South America: Episodes, v. 11, no. 3, p. 168–174.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Casquet, C., Fanning, C. M., Baldo, E. G., González-Casado, J. M., Galindo, C. y Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata Craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Review* 83, 49-82.
- Reiners, P.W. y Nicolescu, S., 2007. ARHDL Report 1: Measurement, no. December 2006.
- Reiners P.W., Spell T.L., Nicolescu S. y Zanetti K.A., 2004. Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 1857–87.
- Reynolds, J. H., Jordan, T. E., Johnson, N. M., y Tabbutt, K. D., 1990. Neogene deformation of the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: chronological constrains from Las Juntas, Argentina. *GSA Bulletin* 102, 1607-1622.
- Reynolds, J., 1987. Chronology of Neogene tectonics in the Central Andes (27° - 33° S) of western Argentina based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Ph.D. Dissertation, Dartmouth College, 353 pp., (in English), New Hampshire, USA.
- Rosello, E., Limarino, C., Ortiz, A. y Hernández, N., 2005. Cuenca de los Bolsones de San Juan y La Rioja. En Chebli, G.A, Cortiñas, J.S., Spalletti, L.A, Lagarreta, L. y Vallejos, E.L. (eds.): *Frontera Exploratoria, VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG. 7*: 147-173, Mar del Plata.
- Rosello, E., Mozetic, M., Cobbold, P., Marc de Urreiztieta, Gapais, D., López-Gamundí, O., 1996. The Valle Fértil flower structure and its relationship with the Precordillera and Pampean Ranges (30 - 32° S, Argentina). *Third International Symposium on Andean Geodynamics* 9, 481-484, Saint Malo, France.
- Rosello, E. y Mozetic, M. E., 1999. Caracterización estructural y significado geotectónico de los depocentros cretácicos continentales del centro-oeste Argentino. *5° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil, Serra Negra. Boletín* 107–113.
- Rothlis, M., Santi Malnis P., Pantano, A. y Perucca, L., 2012. Evidencias de reactivación cuaternaria de la falla maestra de la cuenca triásica de Marayes, al norte del cerro Pan de Azúcar, Sierras Pampeanas occidentales, San Juan, Argentina. p-131. *XV Reunión de Tectónica y IV Reunión de Campo. San Juan. Argentina.*
- Schmidt, C. J., Astini, R. A., Costa, C. H., Gardini, C. E., y Kraemer, P. E., 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation, and Neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir* 62, p. 341-358.
- Siame, L. L., Bellier, O., Sébrier, M. y Araujo, M., 2005. Deformation partitioning in flat subduction setting: Case of the Andean foreland of western Argentina (28° S– 33° S), *Tectonics* 24 (5), 1–24.

- Snyder, D. B., Ramos, V. A. y Allmendinger, R. W., 1990. Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in Western Argentina. *Tectonics* 9, 773-788.
- Spalletti, L.A., 1999. Cuencas triásicas del oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica* 32, 29-50.
- Snyder, D. B., Ramos, V. A., y Allmendinger, R. W., 1990. Thick-skinned deformation observed on deep seismic reflection profiles in western Argentina. *Tectonics*, 9 (4), 773-788.
- Stappenbeck, R., y Richard, F. A., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza, por el Dr. Richard Stappenbeck. Talleres de publicaciones de la oficina meteorológica Argentina.
- Steenken, A., López de Luchi, M.G., Siegesmund, S., Wemmer, K. y Pawlig, S., 2004. Crustal provenance and cooling of the basement complexes of the Sierra de San Luis: an insight into the tectonic history of the proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research* 7 (4), 1171–1195.
- Strecker, M., Cervený, P., Bloom, A. y Malizia, D., 1989. Late Cenozoic tectonism and landscape development in the foreland of the Andes: Northern Sierras Pampeanas (26° - 28° S), Argentina. *Tectonics* 8, 517-534.
- Tagami T. y O'Sullivan PB (2005) Fundamentals of fission-track thermochronology. *Rev Mineral Geochem* 58: 19-47.
- Tibaldi, A. M., Cristofolini, E. A., Otamendi, J. E., Barzola, M., y Armas, P., 2016. Petrología, termobarometría y geoquímica de las rocas anatécicas del sector norte de la sierra de Valle Fértil, San Juan: implicancias en la determinación de variaciones laterales en la construcción del arco magmático. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 73(2), 195-210.
- Tosselli, A., Durand, F., Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J., 1996. Esquema de evolución tectónica y magmática Eo-Paleozoica Del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas, XIII Argentinean Geological Congress and III Congress of Hydrocarbon Exploration, 5, 443-462. Buenos Aires, Argentina.
- Tripaldi, A., Net, L., Limarino, L., Marensi, M., Re, G. y Caselli, A., 2011. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(4), 443–465.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. y Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. *AAPG Memoir* 46, 599–614.
- Venerdini, A., Sánchez, G., Alvarado, P., Bilbao, I. y Ammirati, J. B., 2016. Nuevas determinaciones de velocidades de ondas P y ondas S para la corteza sísmica del terreno Cuyania en el retroarco andino. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33 (1), 59-71.

- Vigny, C., Rudloff, A., Ruegg, J. C., Madariaga, R., Campos, J., y Alvarez, M., 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175 (1-2), 86-95.
- Volponi, F. S., 1979. Report of the Argentina-United States binational symposium about Cauçete earthquake of November 23rd, 1977, in Universidad Nacional de San Juan, Instituto Sismológico Zonda, p. 44, San Juan, Argentina.
- Vujovich, G., van Staal, C. y Davis, W., 2004. Age Constrains on the tectonic evolution and provenance of the Pie de Palo Complex, Cuyania composite terrane, and the Famatinian orogeny in the Sierra de Pie de Palo, San Juan, Argentina. *Gondwana Research* 7(4), 1041-1056.
- Wolf, R. A., Farley, K. A. y Kass, D.M., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology*, 148 (1-2), 105-114.
- Wolf, R. A., Farley, K. A. y Silver, L. T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60 (21), 4231-4240.
- Yañez, G., Ranero, G.R., von Huene, R. y Díaz, J., 2001. Magnetic anomaly interpretation across a segment of the Southern Central Andes (32-34°S): implications on the role of the Juan Fernández Ridge in the tectonic evolution of the margin during upper Tertiary. *Journal of Geophysical Research* 106, 6325-6345.
- Zapata, T. R., 1998. Crustal structure of the Andean thrust front at 30 degrees S latitude from shallow and deep seismic reflection profiles, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 131-151.
- Zapata, T. R. y Allmendinger, R. W., 1996. Thrust front zone of the Precordillera, Argentina: A thick-skinned triangle zone: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 80, 359-381.
- Zeitler, P. K., Herczeg, A. L., McDougall, I. y Honda, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: a potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 2865-68.

Anexos

En esta sección se incluyen los datos analíticos obtenidos de la datación de (U-Th-Sm)/He y trazas de fisión, ambas en cristales de apatitas. Los datos se presentan en formato de tabla. Cabe destacar que la técnica de (U-Th-Sm)/He se llevó a cabo en el Laboratorio de Datación de Helio Radiogénico de la Universidad de Arizona, EEUU (ARHDL, <https://www.geo.arizona.edu/~reiners/arhdl/arhdl.htm>), a cargo del Dr. Peter Reiners. Así mismo, el conteo de trazas de fisión fue realizado por la Dra. Andrea Stevens Goddard en los laboratorios de la Universidad de Arizona, EEUU.

A continuación se detallan los parámetros presentes en las tablas:

Tabla A-1. Exhibe los datos termocronológicos de (U-Th-Sm)/He en apatitas obtenidos de muestras pertenecientes a la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión y sierra de Valle Fértil. Se presentan las edades individuales de cada grano datado y sus errores, éstos últimos expresados mediante 2σ . **Lat** (°) y **Long** (°) se expresan en grados decimales; **r** hace referencia al radio efectivo, expresado en μm ; **Ft** corresponde al factor de corrección por eyección alfa, de acuerdo a Farley y Wolf, 1996.

Tabla A-2. Presenta los datos termocronológicos de trazas de fisión en apatitas. Se exhibe la edad central para cada muestra debido a que pasaron la prueba del χ^2 , sugiriendo que presentan una sola población. El error se refiere como 1σ , calculado usando un factor zeta de corrección de $348,6 \pm 27,1$ (Dra. Andrea Stevens, University of Connecticut). **n** es el número de cristales individuales analizados; **ρ_s** y **ρ_i** refiere a la densidad de trazas espontáneas e inducidas medidas, respectivamente (n° de trazas/ cm^2); **N_s** y **N_i** corresponden al número de trazas espontáneas e inducidas contadas, respectivamente; **ρ_d** es la densidad de trazas inducidas en el detector externo; **N_d** refiere al número de trazas contadas para determinar **ρ_d** ; **P(χ^2) (%)** corresponde a la probabilidad chi cuadrado, donde los valores mayores al 5 % son considerados por pasar esta prueba y representan una sola población de edades; **Dpar prom. (μm)** corresponde al promedio del diámetro de las trazas de fisión.

TABLA A-1. DATOS TERMOCRONOLOGICOS DE (U-Th-Sm)/He EN APATITAS

Muestra	Lat (°)	Long (°)	Elevación (m)	Grano	Litología	r (μm)	U (ppm)	Th (ppm)	Sm (ppm)	He (nmols/g)	Ft	Edad (Ma ± 2σ)
SVF-02	-30,14	-68,03	898	Ap1	Fm. Guandacol, arenisca	35,3	13,79	7,70	52,20	0,15	0,61	2,9 ± 0,2
				Ap4		32,8	169,42	246,96	180,00	3,78	0,59	5,4 ± 0,1
SVF-11	-30,16	-67,84	1374	Ap2	Fm. Ischigualasto, arenisca	55,3	1,32	6,30	4,30	0,02	0,74	2,2 ± 0,2
				Ap3		36,8	10,73	35,55	66,30	0,14	0,63	2,2 ± 0,1
VFN-03	-30,21	-67,86	1500	Ap1	Fm. Ischigualasto, arenisca	44,66	5,88	23,14	156,90	0,82	0,68	19,60 ± 1,4
				Ap2		56,49	2,61	20,12	136,24	0,61	0,75	20,54 ± 1,4
				Ap3		60,39	7,14	1,30	192,21	0,08	0,76	2,69 ± 0,3
				Ap4		52,96	15,09	54,96	167,56	3,71	0,73	33,93 ± 1,2
				Ap5		58,11	2,18	10,23	138,05	0,45	0,75	23,54 ± 1,6
VFN-07	-30,26	-68,01	827	Ap1	Fm. Ischigualasto, arenisca	35,88	21,41	11,13	127,87	0,36	0,62	4,56 ± 0,4
				Ap2		33,91	38,91	9,94	370,76	0,55	0,60	4,09 ± 0,6
				Ap3		35,58	47,45	60,84	225,43	1,66	0,61	8,18 ± 0,4
				Ap4		42,77	63,14	14,87	220,48	2,54	0,67	10,50 ± 0,5
				Ap5		42,22	6,64	17,54	68,35	0,20	0,67	5,14 ± 0,5

QF-01	-30,25	-67,87	1613	Ap1	Complejo Valle Fértil, granodiorita	92,31	6,82	21,07	77,82	0,38	0,84	7,14 ± 0,2
				Ap2		47,37	9,58	25,22	128,55	0,32	0,70	5,46 ± 0,9
				Ap3		61,99	8,31	21,28	111,54	0,35	0,77	6,43 ± 0,3
				Ap4		53,97	13,47	43,65	128,53	0,79	0,73	8,51 ± 0,4
				Ap5		50,24	8,68	21,52	115,19	0,39	0,72	7,31 ± 0,8
QF-05	-30,23	-67,85	1556	Ap1	Complejo Valle Fértil, granodiorita	49,30	17,00	28,46	389,91	1,96	0,71	21,29 ± 0,8
				Ap2		38,01	14,67	31,75	349,07	0,29	0,64	3,84 ± 0,4
				Ap3		44,75	21,33	38,38	417,22	0,67	0,68	5,92 ± 0,6
				Ap4		38,05	19,04	12,28	353,95	0,18	0,64	2,41 ± 0,3
				Ap5		45,99	16,87	37,58	472,46	1,08	0,69	11,06 ± 0,5
QF-07	-30,21	-67,79	1361	Ap1	Complejo Valle Fértil, tonalita	62,62	23,35	62,40	266,62	2,23	0,77	5,4 ± 0,4
				Ap3		63,07	43,43	100,48	365,47	3,98	0,77	8,8 ± 0,4
				Ap4		51,49	25,65	82,84	330,83	2,02	0,72	6,8 ± 0,4
				Ap5		45,58	41,80	76,59	377,51	3,44	0,69	10,8 ± 0,6
				Ap1		45,98	74,19	161,19	790,03	36,88	0,69	88,1 ± 2,3
				Ap2		42,24	60,92	148,28	712,74	13,04	0,67	38,0 ± 1,1

QR-01	-30,33	-67,72	1234	Ap3	Complejo Valle Fértil, tonalita	48,76	60,55	186,86	710,27	34,23	0,71	86,0 ± 2,2
				Ap4		42,66	63,03	77,80	507,16	27,30	0,67	92,4 ± 3,1
				Ap5		40,47	118,32	209,32	678,30	87,96	0,66	148,6 ± 4,9
QU-01	-30,60	-67,60	1037	Ap1	Complejo Valle Fértil, tonalita	38,29	4,93	13,45	226,21	3,00	0,64	104,91 ± 4,0
				Ap2		42,56	10,95	30,74	288,89	9,14	0,67	137,38 ± 4,4
				Ap3		32,61	7,79	14,39	194,02	0,51	0,58	14,51 ± 1,2
				Ap4		51,47	11,19	28,60	274,42	2,60	0,72	36,93 ± 1,5
				Ap5		45,99	5,53	16,02	184,35	1,56	0,69	44,29 ± 1,9
VFC-01	-30,71	-67,71	1661	Ap2	Complejo Valle Fértil, diorita-tonalita	61,31	11,93	0,86	315,40	0,47	0,76	9,14 ± 0,3
				Ap3		57,53	8,49	5,25	281,26	0,54	0,75	13,32 ± 0,6
				Ap4		65,33	7,53	0,77	245,04	0,35	0,78	10,45 ± 0,6
				Ap5		50,18	7,68	1,54	407,57	0,82	0,72	24,43 ± 1,1
				Ap6		42,56	13,89	1,27	320,23	0,78	0,67	14,73 ± 0,7
VFC-03	-30,71	-67,63	1323	Ap1	Complejo Valle Fértil, granito	40,42	24,11	32,61	174,80	10,85	0,65	96,58 ± 2,9
				Ap2		46,45	22,11	19,88	157,95	5,32	0,70	52,76 ± 1,7
				Ap3		54,76	24,16	24,02	139,45	6,87	0,74	57,76 ± 1,7

				Ap4		51,72	25,27	67,00	153,27	5,74	0,72	36,16 ± 1,3
				Ap5		46,62	21,94	12,69	102,48	2,63	0,70	28,07 ± 1,1
VFC-04	-30,709480	-67,576900	1011	Ap1	Complejo Valle Fértil, migmatita granítica	34,97	95,49	31,24	467,00	25,53	0,61	75,13 ± 3,5
				Ap2		42,52	39,72	22,55	682,44	4,55	0,67	27,47 ± 1,3
				Ap3		42,33	40,34	11,98	401,09	4,00	0,67	25,39 ± 1,3
				Ap4		42,33	14,45	16,57	534,53	1,24	0,67	18,08 ± 0,9
				Ap5		44,77	30,76	15,01	338,63	3,75	0,69	29,28 ± 1,2

TABLA A-2. DATOS TERMOCRONOLOGICOS DE TRAZAS DE FISION EN APATITAS

Muestra	Lat (°)	Long (°)	Elevación (m)	Litología	η	ρ_s (x10 ⁵)	N _s	ρ_i (x10 ⁶)	N _i	ρ_d (x10 ⁶)	N _d	P(χ^2) (%)	Edad central (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	U (ppm)	Dpar prom.(μ m)
VFN-03	-30,21	-67,87	1500	Fm. Ischigualasto; arenisca	20	4,8	379	2,4	1897	1,0	2714	29,7	35,28	3,81	26,43	1,89
VFN-07	-30,27	-68,02	827	Fm. Ischigualasto; arenisca	20	2,8	218	3,3	2530	1,0	2714	12,7	15,63	1,67	34,35	2,19
QF-01	-30,26	-67,87	1613	Complejo Valle Fértil; granodiorita	18	3,5	223	0,7	463	1,1	2714	18,5	91,17	10,53	7,24	—
QF-05	-30,24	-67,85	1556	Complejo Valle Fértil; granodiorita	20	4,0	291	1,1	793	1,1	2714	21,9	72,48	7,89	10,63	2,14
QF-07	-30,21	-67,79	1361	Complejo Valle Fértil; tonalita	20	13,6	830	2,8	1733	1,2	2714	33,7	96,45	9,45	26,94	1,83
QR-01	-30,34	-67,72	1234	Complejo Valle Fértil; tonalita	20	14,0	1013	3,5	2511	1,2	2714	40,0	82,70	8,00	32,48	2,03
QU-01	-30,61	-67,61	1037	Complejo Valle Fértil; tonalita	20	1,9	151	4,4	344	1,2	2714	14,0	88,65	11,19	4,11	—
VFC-01	-30,71	-67,72	1661	Complejo Valle Fértil; diorita- tonalita	20	2,2	164	1,2	840	1,0	2714	6,6	35,70	4,18	12,16	1,96
VFC-03	-30,71	-67,63	1323	Complejo Valle Fértil; granito	20	5,6	404	1,6	1126	1,1	2714	29,1	67,36	7,24	15,98	2,06
VFC-04	-30,71	-67,58	1011	Complejo Valle Fértil; migmatita granítica	20	5,9	394	1,9	1232	1,1	2714	37,5	60,56	6,86	18,86	1,84